Zur Geologie der bayerischen Flyschzone

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

genehmigt von der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Friedrich-Wilhelms-Universität

zu Berlin

Von

GEORG HERBST

aus Aachen

Tag der mündlichen Prüfung: 24. Juni 1936
Tag der Promotion: 1. Oktober 1938

Berlin 1938

N 62

Zur Geologie der bayerischen Flyschzone

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

genehmigt von der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Friedrich-Wilhelms-Universität

zu Berlin

Von

GEORG HERBST

aus Aachen

Tag der mündlichen Prüfung: 24. Juni 1936
Tag der Promotion: 1. Oktober 1938

Berlin 1938

Berichterstatter: Prof. Dr. H. Stille

Prof. Dr. P. Ramdohr

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Zur Geologie der bayerischen Flyschzone

Von

Georg Herbst

Aachen

Hierzu Tafel 1 und 24 Abbildungen

Herausgegeben
von der
Preußischen Geologischen Landesanstalt

BERLIN

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1938

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41543925_0108

Inhalt

Seite

Einleitung 6

A. Die Stratigraphie des Flysches 7

I. Geschichtliches 7

II. Die Schichtfolge der Flyschzone zwischen Inn und Allgäu . . . 8

a) Profil-Beschreibungen 8

b) Der Fossilgehalt des Flysches 13

c) Die Konglomerate am Südrande der Flyschzone 16

Ergebnis 22

III. Fazielle Abwandlungen der Flysch-Schichtfolge 23

a) Quer zur Längserstreckung der Flyschzone 23

b) In der Längsrichtung der Flyschzone 24

Ergebnis 35

IV. Die Paläogeographie des Flyschtroges 35

a) Die Schwelle im Süden 35

b) Die Schwelle im Norden 37

Ergebnis 42

B. Art und Ausmaß der Bewegungen 43

I. Bewegungen innerhalb der Flyschzone 43

II. Bewegungen am Südrande der Flyschzone 46

III. Bewegungen am Nordrande der Flyschzone 48

Ergebnis 48

C. Das Alter der Bewegungen 49

I. Innerkretazische Bewegungen 49

II. Nachkretazische Bewegungen 54

Ergebnis 55

Zusammenfassung 55

Schriften 56

Einleitung

Die Zone des Flysches, einer 1000—2000 m mächtigen Serie von Sandkalken, Quarziten und Sandsteinen mit eingeschalteten Mergeln und Tonschiefern und einzelnen Konglomeratbänken, begleitet als relativ schmaler Zug den Nordrand der oberostalpinen Kalkalpen. Fast ohne Unterbrechung läßt sie sich von der Schweiz durch Allgäu und Südbayern bis nach Österreich hinein verfolgen.

Wie die Arbeiten von M. Richter, H. P. Cornelius und E. Kraus im Allgäu, die von F. F. Hahn und K. Boden in Südbayern ergeben haben, liegt der Flysch als Decke über der Zone helvetischer Fazies, die einen ähnlichen, etwa parallel verlaufenden, aber weit lückenhafteren Zug bildet. In mehr oder weniger isolierten Vorkommen teils innerhalb, teils am Nordrande der Flyschzone sind Schichten helvetischer Fazies von der Schweiz bis in die österreichischen Voralpen festzustellen. Im S stoßen die Kalkalpen mit einer Störung an den Flysch, im N grenzt der Flysch und teilweise auch das Helvetikum mit einer gradlinig verlaufenden Störung an die Molasse.

Im Flyschtrog hat sich ein Teil der Abtragungsprodukte der Alpen und ihrer Vorlandsschwellen gesammelt. Daher ist eine Untersuchung des Flysches auch für die Frage nach dem Alter und dem Ausmaß der Faltungen von besonderem Interesse.

Angesichts der beträchtlichen WO-Ausdehnung der Flyschzone erhebt sich die Frage, ob sie in ihrem ganzen Verlauf ein einheitliches Gepräge zeigt oder ob vielmehr verschiedenartige, faziell unterscheidbare Bestandteile in ihr enthalten sind, die einander im Streichen ablösen oder als Decken überlagern. Die Beantwortung dieser Fragen und die Klärung der Beziehungen zwischen dem Flysch und den ihm benachbarten tektonischen Einheiten ist von Bedeutung für die Tektonik des nördlichen Alpenrandes und für seine Entwicklungsgeschichte. Hierfür sind Untersuchungen über die Stratigraphie und die Tektonik des Flysches erforderlich.

Diese Arbeit versucht an Hand von Profilaufnahmen in dem Abschnitt der Flyschzone zwischen Loisach und Inn, die durch Begehungen in den östlich und namentlich in den westlich anschließenden Gebieten und in den benachbarten tektonischen Einheiten ergänzt wurden, zur Lösung dieser Fragen einen Beitrag zu geben.

Für die Anregung zu dieser Arbeit und ihre Förderung bin ich Herrn Professor Stille zu herzlichstem Dank verpflichtet. Ebenso schulde ich Herrn Dr. Teichmüller für seine bereitwillige Hilfe besten Dank.

Die Geländearbeiten begann ich im Herbst 1934 und beendete sie im Herbst 1935.

Herr Professor Heinz (Leipzig) und Herr Professor Trauth (Wien) übernahmen freundlicherweise einige Fossilbestimmungen.

Herr Dr. Scheffen (Hamburg) und Herr Dr. Wicher (Berlin) waren so freundlich, die Untersuchung zahlreicher Schlämmproben durchzuführen. Den genannten Herren möchte ich auch an dieser Stelle noch einmal meinen herzlichsten Dank aussprechen.

A. Die Stratigraphie des Flysches

I. Geschichtliches

Die schlechten Aufschlüsse im meist dicht bewachsenen Gebiet des Flysches, seine Fossilarmut, die starke Faltung, die er erfahren hat, all dies setzte der Aufstellung einer brauchbaren Flyschgliederung erhebliche Widerstände entgegen.

Ursprünglich verzichtete man überhaupt darauf, diese eintönige Serie zu gliedern. Als erster unterschied W. Fink (1905) für das Gebiet zwischen Inn und Allgäu auf Grund eingehender Untersuchungen in der Umgebung des Tegernsees verschiedene Horizonte im Flysch, eine Kieselkalk- und eine Sandstein-Gruppe, an deren Grenze er einen bezeichnenden Horizont von roten Tonschiefern feststellte. Durch Beobachtung der Lagerungsverhältnisse und durch Auswertung der Ölbohrungen vom Rohbogenhof kam er zu der Auffassung, daß die Kieselkalke den älteren Horizont darstellen.

Die Ergebnisse seiner grundlegenden Arbeit wurden von anderen bestätigt, so von E. Dacqué (1912), K. Boden (1915, 1923 u. a.) und O. M. Reis (1922). K. Boden (1923) schied als weitere Flyschstufe einen Horizont von Quarziten und Brekzienbänken an der Oberkante der Kieselkalke aus.

F. F. Hahn (1913) vertrat auf Grund von Beobachtungen der Voralpentektonik — er hatte als erster das deckenartige Auflager des Flysches auf dem Helvetikum erkannt — eine der Fink'schen entgegengesetzte Auffassung. Er sprach von einer „Muldenbeziehung der Zementmergel- und Kalkzone, einer Sattelbeziehung der Sandsteine, Letten, Quarzite und plattigen, dunklen Kieselkalke" (a. a. O. S. 533). Als wichtigen Beweis für seine Flyschgliederung führte er an, daß an der Grenze gegen das Helvetikum meist die Sandsteine usw. auftreten. Ferner wies er darauf hin, daß vielfach bei Erniedrigung des Geländes eine Verschmälerung der Kieselkalk-Zementmergelzüge, eine Verbreiterung der Sandsteinzüge zu beobachten sei (z. B. Zwiesel, Ammergauer Berge), daß ferner bei eindeutig muldenartigem Einfallen der Schichten meist die Kieselkalke im Kern der Mulde erscheinen, wo man nach der Fink'schen Auffassung Sandsteine erwarten müsse, und daß die Konstruktion von Pilzfalten oder die Annahme einer Inversion in diesen Fällen gezwungen sei.

Der Auffassung von F. F. Hahn schloß sich M. Richter (1922) an, während andere, so de Terra (1928), die Frage des gegenseitigen Altersverhältnisses beider Flysch-Gruppen offen ließen.

In seiner Arbeit über das Wendelstein-Gebiet (1929) stellte K. Osswald eine eingehendere Flysch-Gliederung auf, die im wesentlichen mit der von F. F. Hahn beschriebenen übereinstimmt. Er unterschied zwei Kalkgruppen, von denen die eine unter, die andere über der Sandsteingruppe liegt. Eine ähnliche Gliederung führten M. Richter (1933) und H. J. Blüher (1935) im Aufacker-Hörnle-Gebiet südwestlich Murnau durch. E. Kraus unterschied in seinen Flysch-Arbeiten (1927 u. a.) mehrere Decken im Flysch, die voneinander abweichende Schichtfolgen aufweisen. Die Schichtfolge der südlichsten Flysch-Decke hat weitgehende Ähnlichkeit mit der Flysch-Gliederung der oben genannten Autoren.

II. Die Schichtfolge der Flyschzone zwischen Inn und Allgäu

a) Profil-Beschreibungen

Wie sich aus dem Vorhergehenden ergibt, ist heute eine gewisse Einheitlichkeit der Auffassungen über die Gliederung des oberbayerischen Flysches festzustellen. Eine Übersicht über diese von H. J. Blüher ausführlich beschriebene Gliederung möge hier folgen.

Flysch-Gliederung nach M. Richter, H.-J. Blüher u. a.

oben:	100 m	Sandkalkbänke, feinbrekziös, übergehend in
	500 m	Kieselkalke und Zementmergel in eintönigem Wechsel (= Obere Kalkgruppe) übergehend in
	20 m	„Obere Bunte Mergel", regelmäßige Wechsellagerung von dünnen, 5—10 cm dicken Kalkbänken mit grauen, roten und grünen Ton- und Mergelschiefern;
	50—200 m	„Reiselsberger Sandsteine", dickbankige, glimmerreiche Sandsteine mit wenigen Mergelschiefer-Einschaltungen;
	5—15 m	„Untere Bunte Mergel", Wechsellagerung von derselben Ausbildung wie die Oberen Bunten Mergel, aber mit Einschaltung von Quarzitbänken;
	200 m	Glaukonit-Quarzite („Gault"), dicke Quarzitbänke mit eingeschalteten grünen und schwarzen Tonschiefern und wenigen Sandkalkbänken;
	20 m	Wechsellagerung von grünen und schwarzen Tonschiefern;
unten:	200 m	„Tristelschichten", dickbankige, z. T. spätige Sandkalke mit eingeschalteten, meist dunklen Ton- und Mergelschiefern (= Untere Kalkgruppe).

Diese Schichtfolge konnte ich in der Flyschzone zwischen Inn und Allgäu vielfach bestätigt finden. Einige Profilbeschreibungen, bei denen von O nach W vorgegangen wird, mögen dies erläutern (s. Abb. 1).

Jenbach bei Feilnbach (Abb. 1, Profil a)

Im Jenbachtal ist folgendes Profil zu beobachten. 400 m südlich von Steinach sind Leistmergel des Helvetikums aufgeschlossen. Rund 500 m südlich davon stehen am Bach Kieselkalke und Mergelschiefer an, deren Einordnung in das Profil nicht ganz sicher ist. Sie erreichen eine Mächtigkeit von etwa 50 m. Vielleicht stellen sie eine etwas abweichende Ausbildung der Unteren Bunten Mergel dar. Über ihnen folgen mit steilem SO-Fallen Reiselsberger Sandsteine in einer Mächtigkeit von etwa 150 m. Im S werden sie von etwa 5 m mächtigen Oberen Bunten Mergeln überlagert, auf die spezialgefaltete Kieselkalke und Zementmergel in eintöniger Wechsellagerung folgen. Nach etwa 500 m ist in ihnen einheitliches N-Fallen zu beobachten. Darunter

Abb. 1. Profile aus der Flyschzone zwischen Inn und Oberstdorf

mol = Molasse, lm = Leistmergel des Helvetikums, wif = Wildflysch

Oberostalpin: hd = Hauptdolomit
jl = Lias
jw = Oberjura
c = Cenoman

Flysch: uk = Untere Kalkgruppe („Tristelschichten")
q = Quarzite („Gault")
rs = „Reiselsberger Sandstein"
ok = Obere Kalkgruppe
mkg = Maastricht-Konglomerate
Grenzhorizonte als dicke Striche
e = Eozän

stellen sich hier wieder Obere Bunte Mergel in der angegebenen Mächtigkeit ein, unter diesen folgen die Reiselsberger Sandsteine. Nach kaum 100 m zeigen diese steiles S-Fallen, bilden also hier einen deutlichen Sattel. Darüber liegen im S wieder die Oberen Bunten Mergel in derselben Mächtigkeit wie vorher, über diesen wieder spezialgefaltete Kieselkalke und Zementmergel von über 400 m Mächtigkeit.

An dem zum Wendelstein führenden Weg an der westlichen Talseite sind die Aufschlüsse im allgemeinen schlecht. Im Fortstreichen des nördlichen Sandsteinzuges sind auch dort Sandsteinbänke festzustellen, nördlich von denen sich grüne und schwarze Tonschiefer und einige flach SW fallende Quarzitbänke einstellen. Unter diesen sind schlecht aufgeschlossene Schichten der Unteren Kalkgruppe zu beobachten.

Leitnergraben 1 km südöstlich Schliersee (Abb. 1, Profil b)

Im Leitnergraben stehen in dem alten Steinbruch bei der Abzweigung nach Elbach am östlichen Talrand saigere Reiselsberger Sandsteine mit mehr als 20 m Mächtigkeit an. Südlich schließen sich steil stehende, offenbar tektonisch reduzierte Quarzite von wenigen Metern an, auf die spezialgefaltete Schichten der Unteren Kalkgruppe mit über 100 m Mächtigkeit folgen. Nach rd. 200 m stellt sich in diesen Schichten S-Fallen ein, und darüber folgen mit demselben Fallen wieder Quarzite, hier mit etwa 30 m Mächtigkeit. Nach einer aufschlußlosen Strecke von 80 –100 m stellen sich steil südlich fallende Kieselkalke und Zementmergel ein. Die Reiselsberger Sandsteine, die zwischen beiden zu erwarten wären, sind hier nicht festzustellen.

Breitenbach bei Wiessee (Abb. 1, Profil c)

Im Breitenbach folgen südlich auf steil stehende Reiselsberger Sandsteine Schichten der Unteren Kalkgruppe, die hier offenbar steil auf die Sandsteine geschoben sind. 100 m südlich von Punkt 861 zeigen diese Schichten S-Fallen, darüber stellen sich Quarzite mit grünen und schwarzen Tonschiefern ein, die 20—30 m mächtig sind. Hieran schließt sich ein mehrfacher Wechsel von Schichten der Unteren Kalkgruppe und von Quarziten an. Die Schichten fallen durchweg steil nach S, Kalke und Quarzite sind hier offenbar eng miteinander verfaltet. Zum Teil mag dieser Wechsel auch auf dem Auftreten eines Kalkhorizontes im oberen Teil der Quarzite beruhen, worauf M. Richter (1936, S. 93) hinwies. Rund 300 m südwestlich von Punkt 933 stellen sich unmittelbar über südlich fallenden Quarziten mit gleichem Fallen Reiselsberger Sandsteine ein. In dem bei 1005 m [1]) einmündenden Bach sind sie in mehr als 150 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Bei 1020 m zeigen sie N-Fallen, darüber wieder S-Fallen, das nach oben zu flacher wird. Bei 1100 m werden sie von Oberen Bunten Mergeln überlagert, die dieselbe Lagerung haben. Über diesen stellen sich noch einmal nördlich fallende Sandsteine ein, die bald wieder in S-Fallen umbiegen und bei 1120 m wiederum von Oberen Bunten Mergeln von mehr als 3 m Mächtigkeit überlagert werden. Hier liegt eine Verfaltung der Reiselsberger Sandsteine mit den Oberen Bunten Mergeln vor. Über den Oberen Bunten Mergeln folgen mit wechselndem S-Fallen Kieselkalke und Zementmergel in rd. 600 m Mächtigkeit.

Sonnersbach 4,5 km östlich von Lenggries (Abb. 1, Profil d)

Im Sonnersbach sind rd. 100 m nördlich von Punkt 874 saiger stehende Quarzitbänke aufgeschlossen, die nach etwa 20 m flaches S-Fallen zeigen; sie bilden also einen nordvergenten Sattel. Es läßt sich hier eine Mächtigkeit von 15—20 m für die Quarzite ermitteln. Nach aufschlußloser Strecke von rd. 80 m sind am östlichen Bachufer etwa 3 m Obere Bunte Mergel aufgeschlossen, die ebenfalls S-Fallen zeigen und nach oben hin allmählich in Kieselkalke und Zementmergel übergehen, die z. T. spezialgefaltet sind. Die Mächtigkeit der Oberen Kalkgruppe beträgt hier mehr als 600 m.

[1]) Die Zahlen beziehen sich auf die mit dem Barometer festgestellten Höhen über NN.

Pessenbach 4 km südlich Benediktbeuren (Abb. 1, Profil e)

Am Pessenbach stehen am Wege über S fallenden Reiselsberger Sandsteinen von etwa 80 m Mächtigkeit die Oberen Bunten Mergel an. Sie erreichen hier bei wechselndem S-Fallen eine Mächtigkeit von über 30 m. Offenbar sind sie steil gefaltet. Im Bach sind im Fortstreichen darüber Schichten der Oberen Kalkgruppe aufgeschlossen, die vielfach Spezialfaltung zeigen. Ihre Mächtigkeit dürfte 200 m überschreiten.

Mühlgraben 2 km südlich Benediktbeuren (Abb. 1, Profil f)

Im Mühlgraben oberhalb von Ried zeigt sich folgendes Profil: zunächst stehen steil südlich fallende, dickbankige Kalke der Unteren Kalkgruppe an, über denen am Waldrand ebenfalls steil südlich fallende Quarzite von etwa 20 m Mächtigkeit folgen, die mit den Kalken durch allmähliche Übergänge verbunden sind. Weiter oberhalb stehen wieder die Unteren Kalke an mit N- und S-Fallen im Wechsel, und bei etwa 790 m stellt sich einheitliches S-Fallen ein; es folgen hier über den Kalken wieder die Quarzite in etwa 70 m Mächtigkeit, die bald in N-Fallen übergehen. Quarzite und Untere Kalke sind offenbar auch hier miteinander verfaltet. Im höheren Teil des Profils ist durchweg einheitliches S-Fallen festzustellen. Bei 840 m finden sich Reiselsberger Sandsteine mit 60—80 m Mächtigkeit. Darüber liegen etwa 3 m Obere Bunte Mergel, an die sich Kieselkalke und Zementmergel mit mehr als 300 m Mächtigkeit anschließen.

Schönauer Graben im Aufacker-Hörnle-Gebiet, 2,5 km südöstlich Kohlgrub (Abb. 1, Profil g)

Im unteren Teil des Schönauer Grabens sind südlich fallende Kieselkalke und Zementmergel aufgeschlossen. Bei 960 m konnte ich dort einen *Inoceramus* finden (s. u.). Hier finden sich auch Einschaltungen von feinbrekziösen Sandkalkbänken, die nach oben hin immer häufiger werden und schließlich die Kieselkalk-Bänke ganz verdrängen. Diese Schichten zeigen infolge Faltung wechselndes S-Fallen. H. J. Blüher erwähnt aus diesen Schichten Nummuliten, demnach sind sie in das Eozän zu stellen. Bei 1060, 1130 und 1200 m finden sich darin bis faustgroße Kalkgerölle, die, wie H. J. Blüher (1935, S. 35) annimmt, aus der Oberen Kalkgruppe stammen. Das Eozän erreicht eine Mächtigkeit von über 100 m, während die darunterliegenden Kieselkalke in mehr als 300 m Mächtigkeit aufgeschlossen sind. Bei dem allmählichen Übergang zwischen beiden ist eine scharfe Grenze nicht zu ziehen.

Faltenbachtobel 1 km östlich von Oberstdorf (Abb. 1, Profil h)

Im unteren Teil des Tobels stehen gefaltete, überwiegend südöstlich bis östlich fallende Schichten der Unteren Kalkgruppe in 100—200 m Mächtigkeit an, über die der Bach in einem Wasserfall herabstürzt. In diesen Schichten hat E. Kraus (1932) *Orbitulina lenticularis* Blbg. nachgewiesen. Über den Kalken stellen sich mit ähnlicher Lagerung grüne und schwarze Tonschiefer ein, die von 60—100 m mächtigen, ebenfalls stark gefalteten Quarziten überlagert werden. Der Bach bildet hier einen zweiten Wasser-

fall. Die über den Quarziten folgenden Reiselsberger Sandsteine sind nur etwa 30 m mächtig. In einem kleinen Seitengraben an der Südseite des Tales liegen darüber südwestlich fallende, graue und rote Tonschiefer mit einigen dickeren Kieselkalk-Bänken, die zu den Oberen Bunten Mergeln zu rechnen sind. Sie sind hier in etwa 3 m Mächtigkeit aufgeschlossen und zeigen starke Durchbewegung: über ihnen liegt brekziöser Hauptdolomit der Allgäudecke.

Im Fortstreichen ist das Auflager der Quarzite auf den Unteren Kalken mit dem dazwischen eingeschalteten Horizont von grünen und schwarzen Tonschiefern noch besser zu beobachten: in den Aufschlüssen der Trettach-Anlagen fallen die Unteren Kalke deutlich unter die Quarzite ein. Beide sind auch hier gefaltet.

Wie die Zusammenstellung der hier beschriebenen Schichtprofile zeigt (s. Abb. 2), läßt sich im wesentlichen überall die gleiche Schichtfolge fest-

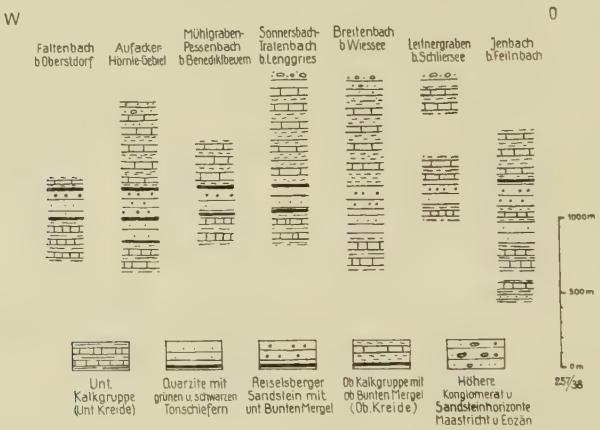


Abb. 2. Schichtprofile aus der Flyschzone zwischen Inn und Oberstdorf

stellen. Die Mächtigkeiten unterliegen gewissen Schwankungen, die aber sicher z. T. tektonisch bedingt sind.

Der petrographischen Beschreibung der Flyschgesteine, wie sie W. Fink (a. a. O.), K. Boden (a. a. O.) und H. J. Blüher (a. a. O.) gegeben haben, ist nichts wesentliches hinzuzufügen. Die Geröllchen von feinkörnigem Quarzit, die K. Boden (1925, S. 30) aus Feinbrekzienbänken des Flyschs anführt, sind auch in den anderen Horizonten, so in den Sandkalken der Unteren Kalkgruppe, in den Glaukonit-Quarziten häufig festzustellen, wie zahlreiche Schliffe zeigen.

Die Reiselsberger Sandsteine sind bisweilen etwas gröber ausgebildet. So finden sich im Steinbach 4 km östlich von Benediktbeuren südwestlich der Bichler Hütte bei 840 m über nußgroße Gerölle von zuckerkörnigem, grauen Dolomit und hellen Mergelkalken in den Sandsteinen. Im Zeiselbach südwestlich Wiessee zeigen sich zwischen Punkt 763 und der Brücke des Weges Prinzenruhe—Sonnbichel zahlreiche bis eigroße Gerölle von gelb und rot verwitternden, tonigen Gesteinen, von Mergelkalken, Mergeln und phyllitischen Schiefern in den Sandsteinen.

b) Der Fossilgehalt des Flysches

Die spärlichen Fossilien, meist Inoceramen und Foraminiferen, die der Flysch bisher geliefert hat, ergänzen die petrographische Gliederung weiterhin und ermöglichen eine verhältnismäßig genaue zeitliche Einordnung des Flysches. Der Versuch, eine Gliederung des Flysches auf mikropaläontologischer Grundlage durch Untersuchung von Schlämmproben durchzuführen, verlief leider völlig ergebnislos. In rd. 80 Proben, die aus den mergeligen Zwischenlagen der verschiedenen Flysch-Horizonte entnommen wurden, konnten bei der Aufbereitung keinerlei Foraminiferen nachgewiesen werden.[2])

Eine Übersicht über die bisher bekannten Fossilfunde möge hier folgen:

Inoceramus sp.,	Straße Nußdorf—Neubeuern a. Inn (Ob. Kalkgruppe) W. Eder, 1925, S. 41.
Inoceramus sp.,	Bruch bei Pößnach, Neubeuern am Inn.
? Desmoceras sp., mehrere *Inoceramus* sp.,	Zementwerk Schittwein, 800 m südlich Litzldorf, 4 km nordöstlich Brandenburg (Ob. Kalkgruppe) M. Schlosser, 1893, S. 195.
Inoceramus cf. *cripsi*	Alter Steinbruch am Ostufer des Schliersee, etwa in der Mitte zwischen Schliersee und Fischhausen (Ob. Kalkgruppe) W. Gümbel, Geologie von Bayern, 1891, S. 179.
Inoceramus sp.,	Steinbruch bei Untermberg, 3,5 km nordnordöstlich Lenggries (Ob. Kalkgruppe) K. Boden, 1925, S. 18, Anm.
Inoceramus sp. (2 Ex.),	vom Rechelberg 4 km nordnordöstlich Lenggries (Ob. Kalkgruppe) Cl. Lebling, 1912, S. 498.
Inoceramus cripsi,	in einem Flyschblock nördlich des Tölzer Quellgebietes (? Ob. Kalkgruppe) A. Rothpletz, 1901, S. 138.
Inoceramus sp.,	Unterer Rißgraben am Rißberg im Aufacker-Hörnle-Gebiet südwestlich Murnau (Ob. Kalkgruppe) F. F. Hahn, 1915, S. 57.
Nummulites sp.	Aufacker-Hörnle-Gebiet Punkt 1080 u. im Schönaugraben (eozäne Sandkalke) H. J. Blüher, 1935, S. 35—36.
Orbitulina lenticularis Blbg.,	Faltenbachtobel bei 910 m, E. Kraus, 1933, S. 106, nördlich von Sonthofener Hörnle bei 1255 m, 4 km südwestlich Hindelang (a. a. O. S. 112), Punkt 1475, Tiefenbacher Eck, 2,5 km nördlich Hindelang (a. a. O. S. 114) (Unt. Kalkgruppe).

[2]) Den Herren Dr. Scheffen (Hamburg) und Dr. Wicher (Berlin), die freundlicherweise die Untersuchung der Proben unternahmen, sei auch an dieser Stelle noch einmal herzlich für ihre Bemühungen gedankt.

K. Boden (1923, S. 227) erwähnt vom Gschwendtner Berg westlich Schliersee nummulitenführende, grobe Sandsteine mit dunklen Schieferfetzen, die er zu den Flyschsandsteinen rechnet. Die Sandsteinblöcke — das Gestein ist anstehend hier nicht bekannt — liegen in schlecht aufgeschlossenem Gelände kaum 100 m östlich von einem größeren Helvet-Aufbruch (s. Karte von K. Boden, 1923). Ihre Zugehörigkeit zum Flysch erscheint daher höchst zweifelhaft, worauf K. Leuchs (1925, S. 96) schon hingewiesen hat. Es handelt sich hierbei wahrscheinlich um helvetisches Eozän, in dem solche Lagen ja ebenfalls vorkommen (s. unten). Helvet-Aufbrüche sind auch weiter östlich am Nordrand der Flyschzone mehrfach zu beobachten.

Ein anderes Eozän-Vorkommen, die von K. Boden (1923, S. 229) eingehender beschriebenen konglomeratischen, nummulitenführenden „Unternoggschichten" bei Unternogg a. d. Halbammer, wird von K. Boden (a. a. O.) und Kockel — Richter — Steinmann ebenfalls zum Flysch gerechnet. Auch bei diesen Schichten, die am Nordrand des Flysches auftreten, ist es fraglich, ob sie zu diesem oder zum Helvetikum zu rechnen sind. Letztere Ansicht wird von F. F. Hahn (1915, S. 61) und von K. Leuchs (1926, S. 96) vertreten. Die Aufschlüsse lassen eine sichere Entscheidung nicht zu.

Zu den oben aufgezählten Fossilfunden konnte ich einige weitere fügen. Im Osterbach südlich Jenbach ist südlich von Molasse-Mergeln unterhalb von Thalhäusl mehrfach eine Folge von 10—30 cm dicken, grauen, z. T. fleckigen Kalkbänken aufgeschlossen, in die glimmerige Sandsteinlagen und grüne und dunkelgraue, pyritführende Ton- und Mergelschiefer eingeschaltet sind. (Auf der Karte von K. Osswald [1929] sind diese Vorkommen als Seewenkalke eingetragen.) Die Schichtfolge fällt mit 40—60° nach S und SW. Sie erreicht hier eine Mächtigkeit von etwa 100 m. In dem untersten Aufschluß 300 m westsüdwestlich Wetzelsberg (702) fand ich in einer sandigen Einschaltung einen *Aptychus*, der von Herrn Professor F. Trauth (Wien) als *Aptychus (Lamellaptychus) seranonis* Coqu. bestimmt wurde.[3]) Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Professor Trauth ist dieser *Aptychus* häufig in den Wolfpassinger Schichten des Wiener-Wald-Flysches zu finden. Er ist leitend für Berrias bis Unter-Hauterive des alpin-mediterranen Neokoms.

Infolge der schlechten Aufschlüsse ist das Verhältnis dieser Schichten zu den benachbarten nicht klar, so daß es zunächst zweifelhaft erscheint, ob die Zuordnung dieser Schichten zum Flysch auf Grund ihrer Ausbildung tatsächlich berechtigt ist. So wäre hier auch noch das Vorkommen von helvetischem Neokom in Betracht zu ziehen. Das Auftauchen solch eines tiefen, in Bayern nur im Allgäu bekannten Helvet-Horizontes ist hier jedoch höchst unwahrscheinlich, da ganz in der Nähe helvetische Oberkreide und Eozän anstehen. Tiefere Schichten (Apt und Gault) treten erst am Schliersee auf. Dazu kommt, daß ganz ähnliche Schichten tatsächlich mehrfach im Flysch festzustellen sind, wenn sie auch, als tieferer Horizont, verhältnismäßig selten zutage treten. So finden sich bei der Tregler Alm etwa 1 km östlich von diesem Vorkommen ganz ähnliche Schichten: helle, z. T. fleckige Kalke mit Mergelschiefer- und Sandstein-Einschaltungen, die hier offenbar über helvetischem Eozän liegen (s. unten). Auch im Steinbachtal nordöstlich Lenggries stehen etwa

[3]) Herrn Prof. F. Trauth möchte ich auch noch einmal an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank für die ausgeführte Bestimmung aussprechen.

200 m östlich der Sonnersbach-Mündung Fleckenkalke und Mergelschiefer an, allerdings hier ohne sandige Einschaltungen. Sie liegen unter den Quarziten, es handelt sich hierbei also ebenfalls um einen tieferen Horizont des Flysches. Fleckenkalke und Mergelschiefer stehen ebenfalls am Nordrand des Flysches bei Oberachau, Obermühle, 1,8 km südwestlich von Hundham am linken Leitzachufer an.

Ein weiterer Fossilfund, ein *Inoceramus*, konnte im Aufacker-Hörnle-Gebiet, im Schönauer Graben bei 960, im Profil etwa 150 m unter dem Eozän gemacht werden. F. F. Hahn hat ganz in der Nähe ebenfalls einen *Inoceramus* gefunden (s. oben). Der *Inoceramus* wurde von Herrn Professor R. Heinz als *Selenoceramus* n. sp. aff. *planus* Goldf. (Maastricht) bestimmt.[4])

Einen zweiten *Inoceramus* konnte ich in der Grundmasse eines der Konglomerat-Vorkommen, wie sie häufig am Südrande des Flysches auftreten, nachweisen.[5]) Der Fundpunkt liegt in einem der kleinen Bäche, die 1 km südlich von Abwinkel in den Ringsee münden und zwar in dem zweiten von denen, die der von der Straße Weißach-Abwinkel zum Bauer am Berg führende Weg kreuzt. Dies Konglomerat-Vorkommen ist bereits von K. Boden (1915, S. 189) beschrieben worden. In dem untersten Aufschluß, bei etwa 820 m, am Fuße des von K. Boden (a. a. O.) erwähnten kleinen Wasserfalles, fanden sich in der sandig-mergeligen Grundmasse des Konglomerates neben zahlreichen Jugendformen einige größere Exemplare von Inoceramen, von denen eines teilweise erhaltene Schale aufweist. Dieses Exemplar wurde von Herrn Professor R. Heinz als *Inoceramus* cf. *Spyridoceramus tegulatus* v. Hag. (? Maastricht) bestimmt. Daneben fand sich auch das Bruchstück eines Ammoniten, der mit seiner charakteristischen feinen Sichelberippung große Ähnlichkeit mit *Gaudryceras mite* v. Hau. aufweist.

Etwa 50 m bachabwärts von diesem Aufschluß entfernt stehen steil südlich fallende Kieselkalke der Oberen Kalkgruppe an.

Durch die bisherigen Fossilfunde sind im Flysch, wie obige Zusammenstellung zeigt, Unterkreide (Apt) *(Orbitolina lenticularis)*, Oberkreide *(Inoc., ? Desm. ?)* und Eozän *(Numm.)* nachgewiesen. Durch die neuen Fossilfunde konnten weitere Stufen: tiefes Neokom *(Aptychus [Lamellapt.] seran.)* und höhere Oberkreide (? Maastricht) *(Inoc.)* belegt werden.

Die petrographische Gliederung erhält durch die Fossilfunde eine weitere Stütze. Durch die Fossilführung ist der tiefste Horizont, die Untere Kalkgruppe, als Unterkreide, die Obere Kalkgruppe als Oberkreide erwiesen. Die Obere Kalkgruppe ist durch Übergänge mit den Sandkalken des Eozän verbunden.

Die zwischen beiden Kalkgruppen liegenden Horizonte, die Glaukonit-Quarzite und die Reiselsberger Sandsteine, sind danach zwischen Unter- und Oberkreide einzuordnen. Ein genaueres Alter läßt sich für sie nicht angeben. Für die Glaukonit-Quarzite, die große Ähnlichkeit mit den Brisisandsteinen des Helvetikums und den Gault-Quarziten der unterostalpinen Falknis-Decke zeigen, ist aus diesem Grunde ein Oberapt- bis Gault-Alter anzunehmen.

---

[4]) Herrn Prof. R. Heinz möchte ich für seine Bemühungen auch an dieser Stelle noch einmal herzlichst danken.

[5]) Über die Zurechnung dieser Konglomeratvorkommen zum Flysch siehe unten.

c) Die Konglomerate am Südrande der Flyschzone

Bei der Besprechung der Flysch-Schichtfolge sind noch die Konglomerate zu erwähnen, die häufig am Südrande der Flyschzone auftreten. Wegen ihrer eigenartigen Ausbildung haben sie vielfach Beachtung gefunden. In ihrer mergelig-sandigen Grundmasse sind zahlreiche Gerölle, die bis 1 m Durchmesser erreichen, meist aber nur faustgroß sind, unregelmäßig eingestreut. Die Gerölle setzen sich zusammen aus kalkalpinem Material und meist vollkommen gerundeten „exotischen" Geröllen: Quarzporphyren, Diabasen, Graniten, Arkosen, Quarziten u. a. Der Geröllbestand, der weitgehende Übereinstimmung mit dem der Gosau-Konglomerate zeigt, wurde bereits von K. Boden (1924) eingehender beschrieben. Die Herkunft der Gerölle ist noch unklar.

Das von mir in den Konglomeraten gesammelte Material lag Herrn Dr. E. Haberfelner (Berlin) vor, der demnächst darüber berichten wird.

Alter und Stellung dieser Konglomerate waren bisher umstritten. W. Fink (1905), F. F. Hahn (1913), K. Boden (1915, 1924) u. a. faßten sie als südliche Randbildung des Flysches auf, während neuerdings E. Kraus (1932) und M. Richter (1933), die von den Verhältnissen des Allgäu ausgingen, sie zum oberostalpinen Cenoman rechneten, das ja im östlichen Allgäu vielfach den Nordrand des oberostalpinen Mesozoikums bildet. Für das Alter der Konglomerate ergab sich durch einen Fossilfund, der die Zurechnung zum Cenoman ausschließt (s. o. S. 15), mit großer Wahrscheinlichkeit Maastricht. Im folgenden seien daher die Konglomerate kurzweg als Maastricht-Horizont bezeichnet, wenn auch der Fossilfund allein noch nicht ganz ausreicht, um ihr Maastricht-Alter gesichert erscheinen zu lassen.

Die Frage, ob diese Konglomerate zum Oberostalpin oder zum Flysch zu stellen sind, soll hier an Hand einiger Profile näher erörtert werden (s. Abb. 3).

Im Zeiselbach südwestlich Wiessee (s. Abb. 3, Profil g) treten südlich von Punkt 999 über S fallenden Kieselkalken und Zementmergeln, wie sie am Südrande der Flyschzone fast durchweg auftreten, ebenfalls südlich fallende „Bunte-Mergel"-ähnliche Lagen auf: dünnbankige Kalkbänke (5—15 cm), die mit roten, grünen und grauen Ton- und Mergelschiefern wechsellagern. Diese Schichten dürfen nicht mit den Unteren oder Oberen Bunten Mergeln verwechselt werden, da sie höher im Flyschprofil liegen. Sie werden im folgenden als Höchste Bunte Mergel bezeichnet. Diese Schichten haben hier eine Mächtigkeit von etwa 5 m. Sie gehen aus den darunter liegenden Kieselkalken und Zementmergeln mit allmählichem Übergang hervor und zeigen starke Faltung. Über ihnen folgen dickbankige Kalksandsteine mit eingeschalteten Kieselkalkbänken. Die Sandsteine, die sich von den Reiselsberger Sandsteinen durch geringeren Glimmergehalt unterscheiden, sind hier etwa 20 m mächtig. Über ihnen folgen wieder „Höchste Bunte Mergel" mit etwa 5 m Mächtigkeit. Am Wege zur Auer Alm stellen sich über diesen steil südlich fallende, feste Konglomeratbänke ein, die bis eigroße Gerölle enthalten. Sie führen neben kalkalpinem Material auch rote Quarzite und helle Quarzporphyre. Die Aufschlüsse werden dann schlechter, nach etwa 20 m finden sich wieder dieselben konglomeratischen Bänke, hier steil nördlich fallend, sie bilden also offenbar eine steile Mulde. Ihre Mächtigkeit dürfte 5—10 m betragen. Im S schließen sich nach wenigen Metern bunte Mergelkalke mit Hornsteinen an, die dem Oberjura angehören.

Die Geröllführung dieser Konglomerate ist die oben erwähnte der Flysch-Konglomerate. Die Ausbildung der Konglomerate ist allerding etwas anders, die Gerölle sind hier mit kalkig-sandiger Grundmasse fest verkittet.

Ganz ähnliche Schichten wie im Zeiselbach sind auch im Hofgraben 2 km südwestlich Schliersee aufgeschlossen (s. Abb. 3, Profil d). Das Profil ist z. T. schon von F. F. Hahn (1913, S. 535) u. a. beschrieben worden. Über südlich fallenden Kieselkalken und Zementmergeln stellen sich hier unterhalb der Brücke, die bei 960 m über den Bach führt, schlecht aufgeschlossene, graue, grüne und rote Mergel- und Tonschiefer ein, die dünne Kalksandsteinbänke enthalten. Etwa 80 m bachaufwärts finden sich graugrüne, z. T. auch rote Mergelschiefer.

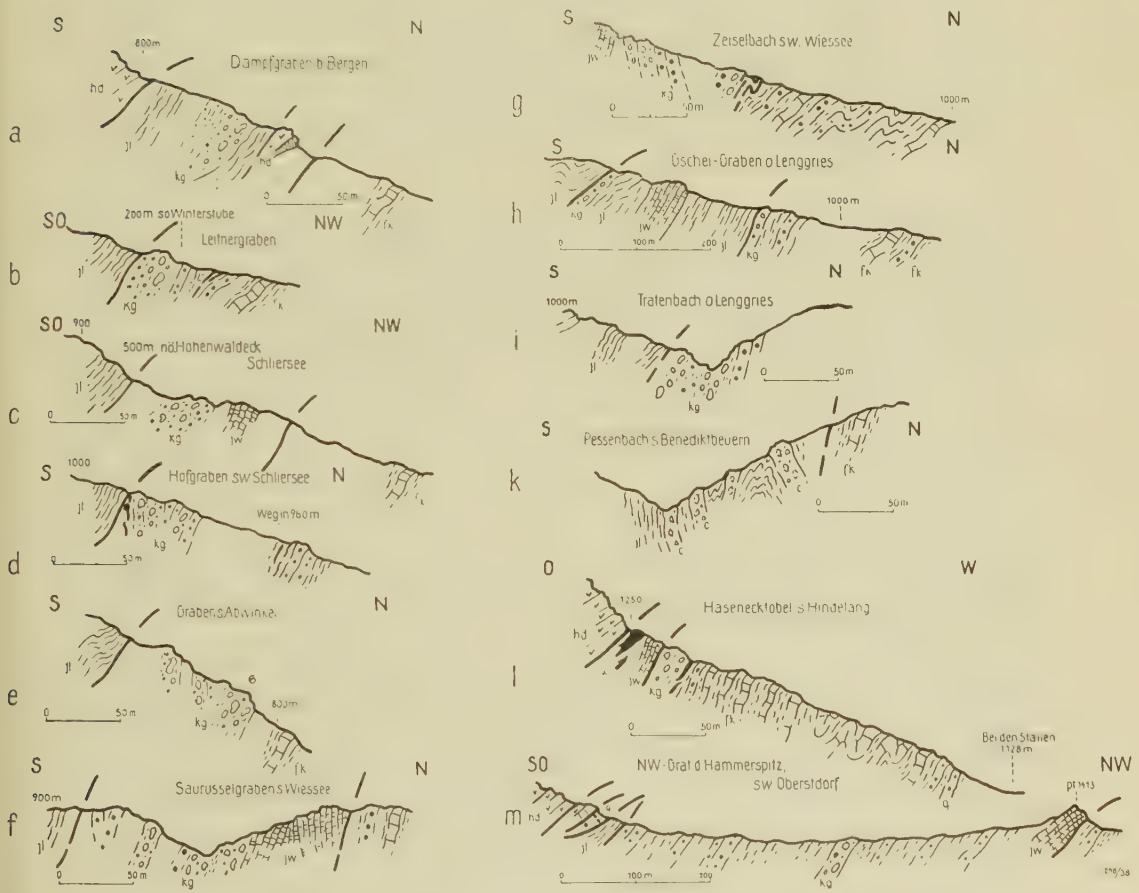


Abb. 3. Profile durch die Konglomeratvorkommen am Südrand der Flyschzone zwischen Traun und Allgäu

kg = Konglomerate, fk = Flysch (Obere Kalkgruppe);
übrige Bezeichnungen s. Abb. 1

Über diesen ist weiter bachaufwärts folgendes Profil zu beobachten:

7 m dickbankige Kalksandsteine, z. T. feinkonglomeratisch, steil südlich einfallend.

Darüber eine Lage von 2 m Mächtigkeit eines Konglomerates, das in mergeliger Grundmasse bis faustgroße Gerölle von der erwähnten Zusammensetzung enthält.

Darüber wieder Kalksandsteinbänke mit einzelnen gröberen Geröllen.

2 m aufschlußlose Strecke, darüber 3 m mächtige Kalksandsteine mit steilem N-Fallen, z. T. bis faustgroße Gerölle enthaltend.

Daran anschließend 4 m graugrüne Mergel mit wenigen kleinen (2—5 cm Durchmesser) Geröllen, die in ein Konglomerat von rd. 15 m Mächtigkeit übergehen. Darin bis kopfgroße Gerölle von der bekannten Zusammensetzung. Unter anderem konnte hier ein heller Oberjurakalk von etwa Faustgröße mit *Aptychus* gefunden werden.

Südlich anschließend dunkelgrüne und rote Tonschiefer von etwa 2 m Mächtigkeit, die starke Durchbewegung zeigen.

Darüber steil südlich fallende, verspatete, dunkle Kieselkalke, die offenbar schon zum Lias gehören. Der Kontakt mit den Tonschiefern ist hier nicht erschlossen.

Eine ähnliche Folge, allerdings weniger gut aufgeschlossen, ist auch im Leitnergraben oberhalb der Winterstube 2,5 km südöstlich Schliersee zu beobachten (s. Abb. 3, Profil b). Auch dort finden sich südlich fallende Kieselkalke und Zementmergel, die 50 m oberhalb der Winterstube im Bach aufgeschlossen sind. Etwa 60 m darüber stellen sich Kalksandsteinbänke von wenigen Metern Mächtigkeit ein. Über ihnen folgen rd. 2 m mächtige, rote und grüne Tonschiefer und Mergel mit eingeschalteten dünnen Kalkbänken. Nach kurzer aufschlußloser Strecke stellen sich im Bach 5—6 m mächtige blaugraue Mergel ein, die fingerbreite sandige Bänke enthalten. Sie haben saigere Stellung. Darauf folgt das Konglomerat, das mit etwa 5 m Mächtigkeit erschlossen ist. Ich fand hier u. a. ein faustgroßes, mäßig gerundetes Fleckenkalkgeröll mit einem Ammoniten, den ich als *Oxynoticeras oxynotum* Qu. bestimmen konnte. Südlich vom Konglomerat stehen im Bach wieder blaugraue Kalksandsteine in 2—3 m Mächtigkeit an. Über ihnen stellen sich dunkle Kieselkalke des Lias mit 30° SW-Fallen ein. Auch hier ist der Kontakt mit dem Flysch nicht unmittelbar erschlossen.

Im Tratenbach nordöstlich Lenggries ist das Konglomerat 400 m westlich von Punkt 1001 aufgeschlossen (s. Abb. 3, Profil i). Über steil südlich fallenden konglomeratischen Bänken von etwa 10 m Mächtigkeit, die Gerölle bis 3 cm Durchmesser führen, liegt das Konglomerat mit eingeschalteten sandig-mergeligen Lagen. Es ist in einer Mächtigkeit von 5—10 m aufgeschlossen. Der Kontakt mit den steil südlich fallenden Liasfleckenkalken, die sich im S anschließen, ist nicht klar erkennbar. Flyschgesteine (Kieselkalke) sind erst rd. 500 m unterhalb im Bach wieder aufgeschlossen.

Vermutlich ist hier auch das Konglomerat anzuschließen, das sich im Hasenecktobel 3 km südwestlich Hindelang (Allgäu) am Osthang des Retterschwangtales, wenig unterhalb der Überschiebung der Allgäu-Decke findet (s. Abb. 3, Prof. 1). Über steil südlich fallenden, gefalteten Kieselkalken und Zementmergeln stellen sich bei etwa 1220 m dünnbankigere Lagen mit glimmerigen Mergeln ein, die feinkörnige Brekzienbänke (etwa 2 cm Korngröße) mit vorwiegend kalkalpinem Material ent-

halten. Über diesen folgen dünne, stark durchbewegte Kieselkalkbänke, die in rote, grüne und schwarze, feinglimmerige Mergel und Tonschiefer eingeschaltet sind. Auch hier treten wieder die feinkörnigen Brekzien in teilweise 60 cm dicken Bänken auf, an die sich etwa 5 m mächtige dunkelgraue, sandige Mergelschiefer mit kleinen Geröllen (2–5 cm Durchmesser, aber auch 10–20 cm Durchmesser) anschließen. Als Gerölle finden sich neben kalkalpinem Material vorwiegend Quarze. Nach kurzer Unterbrechung folgen über diesen Mergeln stark beanspruchte Mergelkalke mit Hornsteinen (Unterostalpin), die vom Hauptdolomit der Allgäu-Decke überlagert werden. —

Aus diesen Profilen ergibt sich, daß die Schichten der Oberen Kalkgruppe (Kieselkalke und Zementmergel) vielleicht in „Höchste Bunte Mergel" und Kalksandsteinbänke übergehen (z. B. Zeiselbach-Profil), die z. T. konglomeratisch entwickelt sind und ihrerseits in die Konglomerate der charakteristischen Zusammensetzung überleiten (z. B. Hofgraben-Profil). Allerdings ist dieser Übergang der Kieselkalke und Zementmergel in die Konglomerate nicht in einem einzigen Profil erschlossen, er ergibt sich aus dem Vergleich der angeführten Profile. Besonders kennzeichnend für die Flysch-Zugehörigkeit dieser Konglomerate ist ihre Verknüpfung mit den charakteristischen „Höchsten Bunten Mergeln".

Zugleich wird durch diese Verhältnisse das hochoberkretazische Alter der Konglomerate weiterhin wahrscheinlich gemacht. Die oberkretazischen Kieselkalke der Flysch-Südrandzone zeigen meist ziemlich einheitliches S-Fallen, ohne daß sich Anzeichen von Verschuppung oder isoklinaler Faltung fänden. Für die sie überlagernden Konglomerate ist also ein geringeres Alter anzunehmen.

In anderen Fällen wiederum ist eine eindeutige Verknüpfung der Konglomerate mit dem kalkalpinen Mesozoikum zu beobachten.

Besonders deutlich zeigt dies das Profil des Dampfgrabens bei Bergen im Trauntal, das schon von K. Boden (1924, S. 156—157) und von del Negro (1933, S. 119) beschrieben worden ist (s. Abb. 3, Prof. a). Über steil südlich fallenden Kieselkalken, aus denen W. Fink (1905, S. 330) Ölspuren erwähnt, folgt nach längerer, aufschlußloser Strecke eine Hauptdolomit-Scholle von etwa 5 m Mächtigkeit, die an der Basis einen Schubfetzen von Raibler-Rauhwacke führt. Darüber, oberhalb der Bachgabel, sind im östlichen Graben rund 20 m Lias-Fleckenmergel mit Ammonitenresten aufgeschlossen. Auf ihnen lagern sandige Mergel mit eingestreuten kalkalpinen und exotischen Geröllen, die Faustgröße erreichen: ein Konglomerat, das von denen des Flysches (z. B. im Hofgraben) nicht zu unterscheiden ist. Das Konglomerat führt unmittelbar über dem Fleckenmergel besonders zahlreiche Gerölle von diesem Material, es steht mit den Fleckenmergeln in Transgressionsverband. Diese konglomeratischen Mergel haben eine Mächtigkeit von etwa 10 m. Darüber folgen graue sandige Mergel, die vielleicht noch zu dem Konglomerat, vielleicht auch zu dem Lias gehören. Das Konglomerat ist hier steil in den Lias eingefaltet oder mit ihm verschuppt.

Nach längerer aufschlußloser Strecke steht bei 790 m dort, wo ein Weg den Bach quert, wieder Hauptdolomit an.

Ähnliche Verhältnisse zeigen sich im Gscheigraben, 5,5 km östlich von Lenggries (s. Abb. 3, Prof. h). Bei 1010 m ist hier eine 50 m mächtige Folge von

steil südfallenden Kieselkalken und Zementmergeln mit Kalksandsteinbänken und „Höchsten Bunten Mergeln" mit einer 30 cm mächtigen Konglomeratbank, die bis faustgroße Kalkalpin-Gerölle führt, aufgeschlossen. Darüber folgen sandige Mergel mit ausgequetschten Kieselkalkbänken in rund 100 m Mächtigkeit, die zum Lias zu rechnen sind. Über ihnen stellt sich 40—50 cm Oberjura ein: bunte knollige Mergelkalke mit Aptychen, graue und rote Mergel, helle Majolikakalke mit konglomeratischen und Mergelschiefer-Zwischenlagen, in denen sich zahlreiche Aptychen finden. Darüber legen sich 40—50 m Flecken- und Kieselkalke des Lias mit eingeschalteten dunklen Mergelschiefern. Bei 1080 m ist über ihnen eine 8 m mächtige Konglomeratlage aufgeschlossen, die charakteristische Ausbildung zeigt: in mergelig-sandiger Grundmasse regellos eingestreute Gerölle von kalkalpinem (Fleckenkalke u. a.) und exotischem Material. Darüber folgen wieder dunkle Kieselkalke und Mergel des Lias. Das Konglomerat, das von denen des Flysches nicht zu unterscheiden ist, findet sich hier in Lias eingeschaltet. Offenbar transgrediert es in ähnlicher Weise wie im Dampfgraben auf Lias und ist mit ihm verfaltet oder verschuppt.

Im Söllbach bei Wiessee sind bei Punkt 797 steil südfallende Kieselkalke und Mergelschiefer aufgeschlossen. Nach etwa 200 m stellen sich oberhalb der Mündung des Mühlgrabens im Bachbett steil südfallende rote und grünliche Mergelkalke des Oberjura ein. Im Fortstreichen, im Saurüsselgraben, sind die Aufschlüsse besser (s. Abb. 3, Prof. f). Hier stehen an der Südseite des Tälchens dieselben Kalke in 50—100 m Mächtigkeit mit steilem S-Fallen an. Weiter nördlich zeigen sie N-Fallen. Es finden sich hier Kalkbrekzien mit zahlreichen Aptychen. Auf der gegenüberliegenden Seite des Baches stehen mit mittlerem S-Fallen Mergelschiefer und Kalksandsteinbänke an, in die Konglomerate mit bis kopfgroßen Geröllen eingeschaltet sind. Neben Quarzen findet sich in den Konglomeraten ausschließlich kalkalpines Material: dunkle Liaskalke, Hornsteine u. a. Offenbar transgredieren diese Schichten auf dem Oberjura. Darauf deuten am Wege liegende Blöcke hin, die aus verkitteten Oberjurabrocken bestehen und den Eindruck einer Transgressionsbrekzie machen. In dem vom Waxelmoos herabziehenden Nebenbach stehen über den konglomeratischen Schichten sandige Mergelschiefer mit Konglomeratbänken an. In diesen Konglomeraten finden sich bis faustgroße Gerölle von kalkalpinem Material.

Etwa 100 m südlich stellen sich im Saurüsselgraben steil südfallende durchbewegte, dunkle Liaskalke und Mergel ein. Der unmittelbare Kontakt von Oberjura und Lias mit den Konglomeratschichten ist nicht aufgeschlossen.

Auch das auf der Karte von E. Daqué (1912) eingetragene Konglomeratvorkommen von Hohenwaldeck südlich Schliersee ist hierher zu rechnen (s. Abb. 3, Prof. c). Am Wege von Oberleiten nach Hohenwaldeck sind hier steilstehende helle, fleckige Majolikakalke von rund 10 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Südlich von ihnen folgen wenige Meter mächtige rote Mergelkalke, in denen ich Aptychen nachweisen konnte. In sie eingeschaltet sind rote und grüne Mergelschiefer und bunte Hornsteinlagen.

Nach etwa 10 m aufschlußloser Strecke sind am Bach 2 m mächtige Kalksandsteinbänke aufgeschlossen, die glimmerreiche, mit feinem Pflanzenhäcksel bedeckte Lagen enthalten. Über ihnen folgen im Bach dunkle Kohle- und Mergelschiefer mit Kieselkalkbänken in etwa 5 m Mächtigkeit, über denen wieder eine

1 -2 m mächtige Kalksandsteinbank mit Geröllchen bis 2 cm ø liegt. Darüber folgt mit eingeschalteten Kieselkalk- und Mergellagen das Konglomerat mit 5—10 m Mächtigkeit, das über kopfgroße Gerölle enthält. Nach längerer aufschlußloser Strecke stellen sich darüber Liaskalke und Mergel ein.

Im Pessenbach (s. Abb. 3, Prof. k) südlich Benediktbeuern finden sich 150 m westlich 846 nördlich von durchbewegten, steil stehenden dunklen Liaskalken und Mergeln 10 m schwarze und graugrüne, glimmerige Tonschiefer. Diese Schichten sind in einem kleinen, von Norden einmündenden Seitenbach aufgeschlossen. In den Brekzien sind ausschließlich Gerölle von kalkalpinem Material zu beobachten, die eine Größe von 1 m erreichen. Die konglomeratischen Schichten sind mit dunklen Liaskalken und Schiefern mehrfach verfaltet. Im Norden tauchen Liaskalke und Schiefer unter den Konglomeraten hervor, und an dieser Stelle sind zahlreiche Liaskalke und Hornstein-Gerölle im Konglomerat zu beobachten. Demnach liegt auch hier ein Transgressionsverband vor.

Nach Norden zu setzen die Aufschlüsse aus.

An dem Nordostgrat der Hammerspitz (Allgäu) (an der SO-Seite des Kleinen Walsertales) ist folgendes Profil zu beachten (s. Abb. 3, Prof. m): unterhalb Punkt 1913 stehen bräunliche, glimmerreiche Sandsteine des Flysch an (Oberstdorfer Decke). Darüber folgen am Punkt 1913 etwa 10 m mächtige hellgraue Mergelkalke mit dunklem Hornstein, die zum Oberjura (? Unterostalpin) zu stellen sind. Über ihnen liegen etwa 200 m mächtige schlecht aufgeschlossene sandige Mergel mit Sandsteinbänken, auf die eine 2 m mächtige Konglomeratbank folgt. Sie enthält festverkittete bis faustgroße Gerölle von kalkalpinem Ursprung. Über dem Konglomerat liegen etwa 300 m sandige Mergel mit feinkonglomeratischen Quarzit- und Sandsteinbänken, darüber 5 m Fleckenmergel, die zum oberostalpinen Lias gehören. An ihrer Basis finden sich stark durchbewegte helle Mergelkalke (? Oberjura). Darüber folgen 15—20 m dunkle Quarzitbänke mit schieferigen Zwischenlagen, die wieder zum Flysch zu rechnen sind. Über ihnen liegen Plattenkalk (5 m) und brekziöser Hauptdolomit der Allgäudecke. Es ist zweifelhaft, ob es sich bei diesen Schichten tatsächlich um Flysch oder um flyschartige Ausbildung ostalpiner Oberkreide handelt. —

Die zuletzt angeführten Profile zeigen, daß Konglomerate, die z. T. von denen des Flysches nicht zu unterscheiden sind, innerhalb des kalkalpinen Mesozoikums auftreten und mit ihm im Transgressionsverband stehen.

Es erhebt sich die Frage, ob diese im randlichen Kalkalpin auftretenden Konglomerate denen des Flysches entsprechen oder ob sie als Cenoman zu deuten sind. Im letzteren Falle müßte man, um die Ähnlichkeit der Geröllführung in beiden Konglomeraten zu erklären, mit K. Boden (1924) annehmen, daß die Flysch-Konglomerate umgelagerte Cenomangerölle enthielten. Infolge des Fossilmangels läßt sich diese Frage nicht sicher beantworten, jedoch gibt die Geröllführung m. E. da einen wichtigen Anhaltspunkt. In dem Cenomanvorkommen zwischen Loisach und Inn (Rosstein—Buchstein, östlich vom Wendelstein), nördlich von denen am Kalkalpenrand eine Zone besonders zahlreicher Konglomeratvorkommen liegt, fehlen exotische Komponenten völlig. Die Cenomanschichten, die hier bis 200 m mächtig werden, kommen also für die Geröllieferung nicht in Betracht.

Ähnlich scheinen die Verhältnisse in anderen Gebieten zu liegen. Vielfach ist bei den „Cenoman"-Konglomeraten mit exotischen Geröllen das Alter nicht sicher nachgewiesen (vgl. F. Broili, 1914, W. Eder, 1926). Häufig wird auch die Frage, ob Konglomerate mit exotischen Komponenten in das Cenoman oder in die Gosau zu stellen sind, offen gelassen (vgl. K. A. Reiser, 1923, M. Richter, 1924). Kockel, Richter & Steinmann (1931) stellten die Konglomerate mit kalkalpinem Material zum Cenoman, die mit exotischem Material zur Gosau.

O. Ampferer (1909, S. 300) bezeichnet die exotischen Gerölle geradezu als leitend für die Gosau. Innerhalb der Gosaufolge jedoch ist das Auftreten exotischer Gerölle nicht an einen bestimmten Horizont gebunden (O. Ampferer, 1912).

Daraus ergibt sich, daß von den oben erwähnten Konglomeratvorkommen die mit exotischen Geröllen mit großer Wahrscheinlichkeit der Gosau oder den darüber folgenden Horizonten gleichzusetzen sind, während andere, die ausschließlich kalkalpines Material führen, dem Cenoman angehören mögen. Dabei sind die Konglomerate mit exotischem Material mit denen des Flysches zu vergleichen. Die etwas gekünstelte Ableitung der exotischen Flyschgerölle aus dem oberostalpinen Cenoman würde sich damit erübrigen. Vielmehr ist eine einheitliche Schüttung von exotischem Material in der Gosau bzw. in den darüber folgenden Horizonten anzunehmen, vielleicht im Zusammenhang mit einer Transgression (Maastricht-Transgression, Nierentaler-Transgression im O, vgl. R. Brinkmann, 1935). Bei dieser Transgression griff das Flyschmeer auf den kalkalpinen Bereich über, wie aus den zahlreichen kalkalpinen Geröllen in den Flyschkonglomeraten und aus ihrer Übereinstimmung mit den Gosaukonglomeraten abzuleiten ist.

Ergebnis

Die Gliederung des Flysches, die H. J. Blüher u. a. nach petrographischen Merkmalen aufgestellt haben, konnte durch Profilaufnahmen in dem zwischen Inn und Allgäu gelegenen Abschnitt der Flyschzone im wesentlichen bestätigt werden. Die alte Streitfrage, ob die Kieselkalke über oder unter den glimmerreichen Sandsteinen liegen, fand ihre Lösung dadurch, daß sowohl unter als auch über den Sandsteinen ein Kalkhorizont festzustellen ist.

Der Fossilgehalt des Flysches bildet eine weitere Stütze dieser Schichtfolge. Es konnten drei neue Fossilfunde gemacht werden (zwei Inoceramen, ein *Aptychus*), durch die zwei weitere Stufen im Flysch nachzuweisen sind (tiefes Neokom und höhere Oberkreide [? Maastricht]).

Für die Konglomerate des Flysch-Südrandes ergab sich eine Zugehörigkeit zum Flysch. Ihr Alter konnte durch einen Fossilfund mit großer Wahrscheinlichkeit als Maastricht bestimmt werden. Es wurde gezeigt, daß dieselben Konglomerate auch in der benachbarten Randzone des oberostalpinen Mesozoikums auftreten. Daraus und aus dem Vorkommen kalkalpiner Komponenten im Flysch ließ sich für die Flyschzone und das Oberostalpin eine einheitliche Meeresbedeckung in der höheren Oberkreide (? Maastricht) wahrscheinlich machen.

III. Fazielle Abwandlungen der Flysch-Schichtfolge

a) Quer zur Längserstreckung der Flyschzone

Die oben beschriebene Schichtfolge des Flysches ist bisweilen in SN-Profilen einigen Abwandlungen unterworfen.

So zeigen die Reiselsberger Sandsteine im Leitnergraben eine Mächtigkeit von kaum 50 m (s. o.), während sie im Norden, am Schliersberg-Nordhang, über 300 m mächtig werden (s. Abb. 17). Ähnliche Mächtigkeitszunahmen der Sandsteine nach Norden lassen sich im Tegernseer Profil feststellen (vgl. Abb. 18): am Auereck und Zeiselbach ergibt sich für die Sandsteine eine Mächtigkeit von etwa 150 m, während sie im Norden, an der Nesselscheibe, über doppelt so mächtig werden. Weitere sichere Beobachtungen über diese Mächtigkeitsänderungen waren in den anderen Flyschprofilen zwischen Inn und Loisach nicht zu machen.

Aus dem Aufacker-Hörnle-Gebiet führt H. J. Blüher (1935) ähnliche Zunahme der Sandsteinmächtigkeit nach Norden an (20—200 m), ebenso Kockel, Richter & Steinmann (1931) aus dem Gebiet zwischen Lech und Loisach.

In der Nordzone des Flysches sind noch weitere Veränderungen zu beobachten, die mit den oben erwähnten offenbar in Zusammenhang stehen. Es zeigen sich dort, wie z. B. in der Abb. 19 angedeutet ist, vielfach Wechsellagerungen von Kieselkalken-Zementmergel mit Sandsteinbänken, die von denen der Reiselsberger Sandsteine nicht zu unterscheiden sind. Zugleich treten die Oberen Bunten Mergel stark zurück, innerhalb der Nordzone sind sie nur am Schliersberg-Nordhang festzustellen. Offenbar wird im Norden der Grenzhorizont der Oberen Bunten Mergel teilweise durch eine Übergangszone mit Wechsellagerung von Kieselkalken und Sandsteinen ersetzt, die nach unten hin zu geschlossenen Sandsteinlagen überleitet, wie die Verhältnisse am Nordhang des Schliersberges (s. Abb. 17) zeigen.

Ein weiteres Merkmal dieser nördlichen Zone ist das Auftreten von zahlreichen Feinbrekzien-Bänken, die vereinzelt auch bis faustgroße Gerölle von hellen Mergelkalken führen. Einschaltungen von solchen Bänken und von glimmerreichen Sandsteinen finden sich z. B. gut im Rechelbach und im Anzenbach, 4,5 km nordöstlich Lenggries bzw. 4,5 km östlich Benediktbeuern aufgeschlossen. Daneben sind auch einzelne Quarzitbänke in dieser nördlichen Schichtfolge festzustellen, so im Schellenbach bei Oberenzenau bei 930 m.

Diese Entwicklung der Flyschschichtfolge steht in merklichem Gegensatz zu den südlicheren Teilen mit den deutlich getrennten Gesteinsgruppen und den von feinbrekziösen Einschaltungen fast freien Kieselkalken und Zementmergeln (vgl. auch H. J. Blüher, 1935, S. 37).

Auf Grund der Lagerungsverhältnisse (vgl. Profile) und auf Grund einiger Inoceramenfunde, die in der Sandstein-Kieselkalk-Wechsellagerung der nördlichen Zone gemacht worden sind (Blomberg, Rechelkopf, Untermberg, s. o. S. 13) sind diese Schichten mit den Kieselkalken und Zementmergeln der südlichen Zone, die ebenfalls Inoceramen führen, etwa gleichzustellen.

Ein allmählicher Übergang zwischen der südlichen und der nördlichen Entwicklung ist vielfach angedeutet. So finden sich die für die Nordzone

bezeichnenden Wechsellagerungen von Kieselkalken-Zementmergeln und Sandsteinen in Verbindung mit dem mehr an die Südzone gebundenen charakteristischen Horizont der Oberen Bunten Mergel z. B. bei 1080 m im Graben, der bei 1005 m von S her in den Breitenbach bei Wiessee mündet; im nördlichen Tegernseegebiet, südlich der Bacheralm; im Murnerbach bei 960 m. Die ungefähre Grenze zwischen beiden Zonen verläuft vom Schliersberg zur Gindelalm. Westlich des Tegernsees läßt sie sich nicht sicher feststellen, die südliche Ausbildung reicht hier bis an den Nordrand der Flyschzone heran. Erst im Geissachtal zeigt sich wieder die nördliche Ausbildung. Die Grenze verläuft von dort aus etwa im Steinbachtal bei Lenggries über Lehnbaueralm westlich der Isar zum Steinbach bei Benediktbeuern.

Von besonderem Interesse wäre es, Veränderungen des Maastrichthorizontes in Süd—Nord-Richtung zu verfolgen. Leider läßt sich darüber nichts aussagen. Im nördlichen Teil der Flyschzone sind nur im Aufacker-Hörnle-Gebiet höhere Horizonte (*Inoceramus* — ? Maastricht, Übergang der Oberen Kalkgruppe in nummulitenführende Sandkalke des Eozäns) nachgewiesen (s. o. S. 15); hier fehlen jedoch am Südrande der Flyschzone die Konglomerate.

b) In der Längsrichtung der Flyschzone

Wie die Zusammenstellung der Schichtprofile (s. Abb. 2) veranschaulicht, sind in der Längserstreckung der Flyschzone nur geringfügige Schwankungen zu beobachten, die sich im wesentlichen auf die Mächtigkeiten der einzelnen Stufen beschränken.

Ferner ist zu erwähnen, daß die Unteren Bunten Mergel, die im Aufacker-Hörnle-Gebiet vielfach zu beobachten sind, in dem Gebiet zwischen Inn und Loisach nur selten auftreten. Vielleicht ist dies darauf zurückzuführen, daß sie zwischen den starren Schichtpaketen der Sandsteine und Quarzite liegen und daher häufig ausgequetscht werden.

Die Fazies der „Piesenkopfkalke" — eine sehr gleichmäßige Folge von dünnbankigen (meist 5–10 cm), hellen Kalken und Kieselkalken, die mit grauen und grünen Ton- und Mergelschiefern wechsellagern — tritt im Aufacker-Hörnle-Gebiet häufig auf. Sie ist dort namentlich in den unteren Lagen der Oberen Kalkgruppe zu beobachten, wo sie sich allmählich aus den sehr ähnlichen Bunten Mergeln entwickelt. Im Gebiet zwischen Inn und Loisach ist dagegen diese Fazies kaum festzustellen.

Bedeutendere Abweichungen in der Flyschzone zeigen sich erst im Allgäu westlich von Oberstdorf, wo im Südteil der Flyschzone, zwischen Oberostalpin und Helvetikum, größere Mächtigkeiten (über 2000 m) zu beobachten sind.

In seinen Arbeiten über den Allgäuer Flysch unterschied E. Kraus (1927 u. a.) hier mehrere Decken, die voneinander abweichende Schichtfolgen aufweisen, wie folgende Übersicht zeigt (s. S. 25). Da die Ausbildung und Abgrenzung der Decken dieses Gebietes für die Paläogeographie des Flyschtroges besonders aufschlußreich sind, muß hier ausführlicher darauf eingegangen werden.

Im südlichen Teil der Flyschzone treten die drei Decken übereinander auf (vgl. Abb. 4 u. 5), während im Norden des Helvetzuges nur die Sigiswanger und die Feuerstätter Decke festzustellen sind.

Feuerstätter Wildflysch-Decke		Sigiswanger Decke	Oberstdorfer Decke	
Eozän — 3 m Nummulitenkalk				
Ob. Kreide	100—200 m Junghansen-Schichten m. Bolgenkongl.	150 m Piesenkopfkalk (Turon)	875 m Birnwang-Schichten (Ob. Kreide)	Mergel u. Glimmersdst.
				pelag. Kalke m. Hornst. u. Diabasen (Turon)
	rd. 100 m „Aptychenkalk“	200 m Hauptflyschsandstein (? Cen.)		Mergel u. Sandsteine, Kalk- u. Sandkalk-Bänke
	50—100 m Feuerstätter Sdst.	Ofterschwanger Mergel mit Sandkalken (ält. Kreide), mehrere 100 m		
			500 m Flyschquarzit-Gruppe	
			200 m Flyschkalk-Gruppe (Tristelschichten) m. *Orbit. lent.* BLBG. (Apt)	

Abb. 4. Profil durch die Voralpenzone im Allgäu

hd = Hauptdolomit, U. ost = Unterostalpin, Ob. D = Oberstdorfer Decke
S. D. = Sigiswanger Decke, wif = Wildflysch, Mol = Molasse

Für ein decken- oder schuppenartiges Auflager einer Flyschfolge auf einer anderen spricht neben der größeren Mächtigkeit des Flysches das mehrfache Auftreten von mächtigen Kalk- und gleichartigen Sandstein-Horizonten im Flyschprofil. Die Überschiebungsbahnen sind allerdings bei der Gleichartigkeit der Gesteine und ihrer häufig starken Durchbewegung kaum mit Sicherheit festzustellen.

Die südlichste dieser Decken, die Oberstdorfer Decke, weist mit ihrer Folge Kalk-Quarzit-Sandstein große Übereinstimmung mit der oben beschriebenen Schichtfolge des oberbayerischen Flysches auf. In der Nähe der Grenze gegen das Kalkalpin treten in den höheren Lagen der Oberstdorfer Decke die „Birnwang-Nagelfluhen“ auf, die einen ganz ähnlichen Geröllbestand wie die Flyschkonglomerate im O zeigen: kalkalpines und exotisches Material (Quarz, Quarzit, Granit u. a.). Nach E. KRAUS (1933) sind diese Konglomerate von denen der oberostalpinen Oberkreide nicht zu unterscheiden. In

den „Birnwang-Nagelfluhen“ zeigt sich somit eine weitere Übereinstimmung der Oberstdorfer Decke mit dem oberbayerischen Flysch. Von diesem abweichend dagegen ist der Übergang der Quarzite in „Birnwangmergel“ durch Wechsellagerung. Das Auftreten von Quarziten und Sandsteinen in den höheren Lagen ist vielleicht mit der nördlichen Ausbildung der oberbayerischen Flyschzone zu vergleichen.

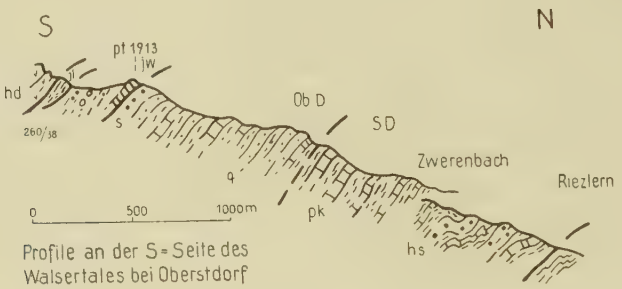


Abb. 5. Profile an der S-Seite des Walsertales bei Oberstdorf.

hs = Flyschhauptsandstein, pk = Piesenkopfkalk, q = Quarzitgruppe, s = Sandstein der Birnwangschichten
Übrige Bezeichnungen s. Abb. 1 u. Abb. 4

Die „pelagischen Turonkalke mit Radiolariten und Diabasen“ sind dagegen auf Grund ihrer Ausbildung und der starken Durchbewegung, die sie vielfach zeigen, zum Oberjura des Unterostalpin zu stellen. Wie oben schon angedeutet, läßt es sich nicht entscheiden, ob das Unterostalpin mit der Oberstdorfer Decke verschuppt ist oder ob es von Kreideflysch, der von den Birnwangschichten nicht zu unterscheiden ist, normal überlagert wird.

Die Grenze zwischen der oberbayerischen Ausbildung und der Oberstdorfer Decke ist infolge der Ähnlichkeit beider schwer zu ziehen. Im Hindelanger Gebiet ist die Schichtfolge des oberbayerischen Flysches noch mehrfach festzustellen.

Im unteren Schachentobel bei Vorderhindelang werden nordwestfallende glimmerreiche Sandsteine (= Reiselsberger Sandsteine) von Sand- und Kieselkalken und Mergeln überlagert. Weiter nördlich tauchen sie darunter wieder hervor.

Am Weg, der von Geilenberg zum Schlieberg führt, ist bei 1210 m mit 40° westfallend die Folge Reiselsberger Sandstein — Bunte Mergel — Quarzite (letztere bei 200 m westlich Punkt 1414) aufgeschlossen.

Im Reichenbach bei Hindelang steht bei 970 m die Folge Kieselkalk — Bunte Mergel — Sandstein an, die überkippt liegt, wie sich aus feinkonglomeratischen Lagen an der „Oberseite“ der Kieselkalkbänke erkennen läßt.

Im Oberen Stuhlbach südöstlich vom Grünten stehen bei 1400 m südfallende spätige Kalke an, über denen sich Quarzite mit den bezeichnenden grünen und schwarzen Tonschiefern einstellen.

Das westlichste sichere Profil der oberbayerischen Entwicklung findet sich im Faltenbach und an der Trettach (vgl. S. 11) aufgeschlossen, während sich in den Aufschlüssen um den Freibergsee und am Sattelkopf eine davon abweichende Schichtfolge mit Übergängen zwischen

Quarziten, Kalken und Sandsteinen findet, die schon der Oberstdorfer Decke zuzurechnen ist. E. Kraus hat diese Profile westlich von Oberstdorf eingehend beschrieben (1932 b, 1933). Die Grenze zwischen beiden Entwicklungen würde demnach etwa im Stillachtal verlaufen. Es ist auffällig, daß diese Grenzzone mit dem starken Nordvorstoß des Kalkalpins zusammenfällt. Leider läßt sich nicht entscheiden, ob hier etwa eine bedeutende tektonische Linie die Flyschzone durchquert, an der zwei voneinander abweichende Faziszonen nebeneinander gerückt sein könnten.

Eine Flyschfolge, die dieselbe Ausbildung wie die quarzitfreie Sigiswangerdecke mit den mächtigen Piesenkopfkalken zeigt, läßt sich in Oberbayern nicht mit Sicherheit feststellen. Die Sandsteinmächtigkeit der Sigiswanger Decke übertrifft die der südlicheren Oberstdorfer Decke. Darin ist eine ähnliche Erscheinung wie die Mächtigkeitszunahme der Reiselsberger Sandsteine in Oberbayern zu sehen.

In dem Begriff „Feuerstätter Wildflyschdecke" hat E. Kraus zwei Einheiten von verschiedener Abstammung zusammengefaßt.

Die im allgemeinen als Wildflysch bezeichnete Serie tritt unter den Flyschmassen des südlichen Zuges, an der Grenze gegen das Helvetikum auf. Diese Einheit zeigt durchweg außerordentlich starke Durchbewegung. Ihre Schichtfolge ergibt sich aus den Profilen bei Oberstdorf und an der SO-Seite des Walsertales.

Als unterstes Glied des Wildflysches sind graue und rote, z. T. fleckige Mergelkalke — „Leimern-Schichten" — anzusehen, die meist unmittelbar auf dem Helvetikum liegen. Solche Leimernmergel sind aufgeschlossen am westlichen Trettachufer, in den Gräben an der Südostseite des Walsertales und im Breitachtal, wo sie vielfach mit den oberen Schichten des Helvetikums verschuppt sind. Wie schon M. Richter (1924) und H. P. Cornelius (1926 a) gezeigt haben, sind an die Leimernmergel die „Liebensteiner Kalke" anzuschließen, graue und rote, z. T. fleckige Mergelkalke, die große Ähnlichkeit mit den Seewenschichten des Helvetikums haben. Diese Leimernkalke sind aufgeschlossen in dem bekannten Bruch bei Liebenstein, im Schachentobel bei Vorderhindelang bei 1200 m, am Schlieberg und im Ränkertobel, hier 500 m unterhalb der Oberjuraklippe anstehend. In den Liebensteiner Kalken fanden sich Rudisten und Bruchstücke von Inoceramen (Rothpletz, 1905, S. 215 f.), wonach sie in die Oberkreide zu stellen sind. Auch in den Leimernmergeln sind vielfach Inoceramenbruchstücke nachzuweisen, so im Walserschanz-Profil bei 1000 m, wo sie 30 cm lang werden.

Leimernmergel und -kalke zeigen in den oberen Lagen sandig-quarzitische Einschaltungen, wie sie z. B. am östlichen Trettachufer beim Elektrizitätswerk und in den Gräben an der SO-Seite des Walsertales aufgeschlossen sind (vgl. auch H. P. Cornelius, 1925, S. 271—272). Die gleichen Einschaltungen sind in den Kalken im Schachentobel, am Schlieberg und im Ränkertobel zu beobachten. Diese Einschaltungen vermitteln den Übergang zu der darüberliegenden Folge von grauen, sandigen Ton- und Mergelschiefern, in die Kieselkalke, Sandkalke, Sandsteine, Glaukonitquarzite und Konglomerate eingeschaltet sind. Für den oberen Teil dieser Serie ist das Auftreten von roten Tonschiefern sehr bezeichnend. Die Kieselkalke und Mergelschiefer bilden bisweilen geschlossene Schichtpakete von größerer Mächtigkeit, so daß sie leicht mit ähnlichen Teilen des Flysches verwechselt werden können. Die häufige Einschaltung von konglomeratischen Bänken und roten Tonschiefern kennzeichnet sie jedoch als Teil der Wildflyschserie.

In diese mannigfaltige Serie sind als auffälliges Merkmal Konglomeratbänke und bis 1 cbm große Gerölle von kristallinem Material eingeschaltet. Es finden sich Quarzporphyre, Quarzdiorite, Glimmerschiefer, Gneise, Granite und sedimentäres Material. Die eingeschalteten Gesteinsbänke sind durch die starke Beanspruchung der Schichten vielfach zerrissen und ausgequetscht, so daß diese Gesteine als tektonische Gerölle vorliegen und so von den einsedimentierten Geröllen schwierig zu unterscheiden sind. In den Konglomerat- und Brekzienbänken des Wildflysches zeigt sich dasselbe Material wie bei den großen Geröllen. Bisweilen finden sich in Brekzienbänken bis 2 cm lange Inoceramenbruchstücke, so im Weilerwaldtobel bei 1110 m. Solche Konglomeratbänke, die auf der Karte von E. Kraus (1932 b) als „Bolgenkonglomerat" eingetragen sind, sind am SO-Ufer der Breitach 30 m unterhalb der Brücke bei Punkt 970 und im Graben bei Unterwestegg wenig unterhalb der Straße aufgeschlossen.

Für den Wildflysch ergibt sich also folgende Gliederung:

Wildflysch-Gliederung

200—300 m	rote Tonschiefer (namentlich in den oberen Lagen) und Mergelschiefer mit eingeschalteten Bänken von Kieselkalken, Sandkalken, Sandsteinen, Quarziten, Brekzien, Konglomeraten und exotischen Geröllen.
50—100 m	Leimernmergel und Kalke mit eingeschalteten dunklen, sandigen und quarzitischen Lagen.

Die Mächtigkeiten dieser Schichten sind infolge der starken Durchbewegung nur ungenau anzugeben. In der oberen Abteilung ist das Vorkommen der exotischen Gerölle anscheinend nicht an einen bestimmten Horizont gebunden.

Diese Schichtfolge zeigt große Ähnlichkeit mit der des ultrahelvetischen Wildflysches in der Schweiz.

Wie sich aus ihrem Schichtbestand ergibt, ist die Abgrenzung der Wildflyschserie sowohl nach unten als nach oben nur selten sicher durchzuführen. So ruhen unten Leimernmergel und -kalke meist auf helvetischen Leistmergeln, von denen sie kaum zu unterscheiden sind. Nur an wenigen Stellen sind sie durch Eozän-Schuppen von der Unterlage getrennt, z. B. 300 m nordöstlich der Hörnlesbach-Mündung an der NW-Seite des Breitach-Tales und bei Punkt 970. Bisweilen ist auch die besonders starke Durchbewegung in der Grenzzone deutlich zu beobachten, z. B. an dem SO-Ufer der Breitach, an der Mündung des Hörnlesbaches und an der Mündung des Baches bei Unterwesteck.

Der obere Teil des Wildflysches mit den eingelagerten Bänken von Kieselkalken, Sandsteinen und Quarziten wird von den ganz ähnlichen Gesteinen der Flyschserie überlagert. Eine schärfere Trennung ist möglich durch das Vorkommen mächtiger roter Tonschiefer im oberen Teil des Wildflysches.

In einem anderen Vorkommen, am Kühberg, ist die Überschiebungsbahn durch eine Glimmerschieferscholle gekennzeichnet, die nach Art und Größe als kristalliner Schubfetzen aufzufassen ist, wie H. P. Cornelius (1926 a) gezeigt hat.

Fraglich ist ferner, ob die oben gekennzeichnete Schichtfolge in sich einheitlich ist, oder ob verschiedene Einheiten in ihr zusammengefaßt sind, ob also etwa die Flyschfolge von sandigen Mergeln, Sandkalken usw. von den Leimernmergeln und -kalken der tieferen Lagen abzutrennen ist. Eine sichere Entscheidung darüber ist infolge der starken Durchbewegung der Schichten nicht möglich, doch sind die einzelnen Glieder dieser Folge durch mannigfache Wechsellagerung so innig miteinander verbunden, daß eine Abtrennung gekünstelt erscheint. Vielleicht deutet auch das Vorkommen von Inoceramen-Bruchstücken in den Konglomerateinschaltungen auf eine Verknüpfung dieser mit den Inoceramen-führenden Leimernmergeln hin.

Mit der oben gekennzeichneten Wildflyschfolge hat nun E. Kraus (a. a. O.) die Schichten der „Klippendecke" zusammengefaßt, die im Balderschwanger Gebiet in der Nähe der Nordgrenze des axialen Helvetzuges auftritt. Die Schichtfolge der Klippen ist von H. P. Cornelius (1926 b) von den umgebenden Helvet- und Flyschschichten sorgfältig abgegrenzt und eingehend beschrieben worden.

Ein gutes Profil durch die Schichtfolge ist im Ränkertobel am Bolgen aufgeschlossen (s. Abb. 6).

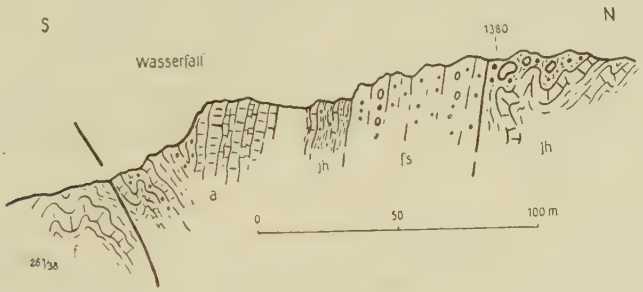


Abb. 6. Profil durch die Feuerstätter Decke im Ränker-Tobel

f = Flysch (? Wildflysch), a = Oberjura, jh = Junghansenschichten, fs = Feuerstätter Sandstein

Über stark durchbewegtem Flysch (Kieselkalken, Quarziten, feinkörnigen Brekzien und Konglomeraten mit Mergelschieferzwischenlagen), der vielleicht als Wildflysch aufzufassen ist, treten ebenfalls stark durchbewegte, graue und rote Mergelkalke mit Hornsteinen, steil nordfallend, auf. Sehr bezeichnend sind hier Einschaltungen von grünen und roten Ton- und Mergelschiefern und von Brekzienlagen, die reich an kristallinem Material sind (Glimmerschiefer, roter Granit, Gneis, Quarz und auch Sedimentgesteine; die Gerölle werden bis faustgroß). Nach etwa 20 m stellt sich in diesen Schichten steiles S-Fallen ein, es folgen hier 15—20 m dickbankigere, graue Kalke, die vielfach feinkonglomeratische Lagen führen. Die konglomeratischen Lagen zeigen sich an der „Oberseite" der Schichtbänke, die demnach also hier überkippt liegen. „Darunter" folgen rote und graugrüne, z. T. fleckige Majolikakalke von etwa 30 m Mächtigkeit mit nach oben hin verschwindenden Hornsteinlagen. Diese Schichtfolge über dem Flysch zeigt große Ähnlichkeit mit oberostalpinem Oberjura. An anderer Stelle treten unter ihr rote Radiolarite auf, z. B. am Piesenkopf, wodurch die Ähnlichkeit mit dem oberostalpinen Oberjura

noch verstärkt wird. Außerdem deutet der Fossilgehalt auf Oberjura hin. Neben Aptychen und Belemniten konnte am Feuerstätter Kopf, 7 km weiter westlich, in diesen Schichten *Calpionella alpina* Lor. nachgewiesen werden (J. Wanner, 1927)[6]). Die erwähnten Schichten vertreten also den Oberjura.

Nach aufschlußloser Strecke von etwa 10 m folgen schwarze und grüne Ton- und Mergelschiefer mit Brekzienbänken, die bis faustgroße Gerölle von Gneis, Glimmerschiefer, Granit, Quarz, Quarziten und Kalken führen. Diese Schichten werden als Junghansen-Schichten bezeichnet. An einer anderen Stelle, an der Hörnle-Alpe, läßt sich nach H. P. Cornelius (1926 b, S. 6) ein Übergang des Oberjura in Junghansen-Schichten beobachten.

„Darunter" liegen 40—50 m ebenfalls steil südfallende, dicht gepackte, glaukonitisch-quarzitische Sandsteine, die Feuerstätter Sandsteine. Im Fortstreichen finden sich darin grobe Konglomerate eingeschaltet. Sie führen Gerölle von derselben Zusammensetzung wie die in den Junghansen-Schichten. Die Gerölle erlangen einen Durchmesser von 60—80 cm.

Auf den Feuerstätter Sandstein folgen wieder Junghansen-Schichten, die hier starke Durchbewegung zeigen. Offenbar grenzen sie mit einer Störung an den Feuerstätter Sandstein. Sie enthalten hier eine Linse von grobem Konglomerat, das bis kubikmetergroße Blöcke von Granit, Gneis und Glimmerschiefer aufweist. Dieses Konglomerat wird als Bolgen-Konglomerat bezeichnet. Am Bolgen finden sich darin Blöcke von bis etwa 100 cbm Größe.

Im östlichen Fortstreichen stellen sich über den Junghansen-Schichten spätige Nummulitenkalke (? Lutet) von wenigen Metern Mächtigkeit ein. Sie führen an der Basis Konglomerate mit bis 50 cm Durchmesser aufweisenden Geröllen. Die Gerölle zeigen dieselbe Zusammensetzung wie die des Bolgen-Konglomerates und der Feuerstätter Sandsteine.

Die hier geschilderte Schichtfolge hat H. P. Cornelius (1926 b) als Feuerstätter Decke bezeichnet. Im folgenden soll diese Bezeichnung nur in seinem Sinne verwendet werden.

Als auffallendes Eruptivgestein bleibt noch der Diabas des Hörnlein zu erwähnen, den Cornelius (1926 b, S. 51) eingehend beschrieben hat. Er befindet sich in der Nähe der Grenze des Flysches gegen das Helvetikum, 2 km südsüdöstlich vom Feuerstätter Kopf. Der Diabas ist feinkörnig, z. T. porphyrisch und zeigt auffallend rote Verwitterung. Mit ihm verbunden sind Konglomeratlagen, die ebenfalls vorwiegend aus Diabas bestehen, daneben aber auch andere Gerölle führen (Granitaplit, Glimmerschiefer, schwarze, glimmerige Tonschiefer und Kalke). Die Diabasgerölle erreichen oft Kubikmetergröße. In enger Verknüpfung mit den Konglomeraten finden sich ferner Mergelkalke, z. T. fleckig, mit feinsandigen, glimmerreichen Lagen. Der Zusammenhang mit den darüber liegenden, steil nördlich fallenden Feuerstätter Sandsteinen ist nicht aufgeschlossen. Auf Grund der ganz ähnlichen tektonischen Lage ist dieser Diabas der Feuerstätter Decke anzuschließen.

Die Feuerstätter Decke zeigt in ihrer Schichtfolge auffallende Ähnlichkeit mit den Schubfetzen, die im Retterschwangtal an der Basis der ostalpinen Allgäu-Decke auftreten. Schon H. P. Cornelius (a. a. O.) hat darauf hingewiesen.

Die steilen Gräben an der Ostseite des Tales vermitteln einen guten Einblick in die Schichtfolge dieser Schubfetzen.

[6]) Ein Schliff aus den Schichten des Ränkertobels enthielt leider keinerlei Fossilreste.

Im Graben 500 m südöstlich Mitterhaus-Alm („Graben III" nach H. P. Cornelius, 1922) ist folgendes Profil aufgeschlossen (s. Abb. 7 und 8).

Über gefalteten roten Radiolariten von etwa 30 m Mächtigkeit folgen rote und graue, rd. 50 m mächtige Mergelkalke, die große Ähnlichkeit mit oberostalpinen Aptychenkalken zeigen. Nach oben hin gehen sie in etwa 10 m mächtige Fleckenkalke über, die in benachbarten Profilen 100 m Mächtigkeit erreichen. Auch diese Schichten zeigen auffallende Ähnlichkeit mit oberostalpinen Schichten, mit Fleckenkalken des oberostalpinen Neokoms. Es folgt darüber eine 100 m mächtige Glimmerschieferscholle, die auf das Neokom geschoben ist. Die hier zu beobachtende geringe Mächtigkeit der Fleckenkalke ist also auf tektonische Reduktion zurückzuführen.

Im benachbarten Profil („Graben IV", s. Abb. 8) schalten sich im oberen Teil der Fleckenkalke schwarze, rote und grüne Ton- und Mergelschiefer ein, die den Übergang zu den darüber liegenden grauen, sandigen Mergeln vermitteln. Diese Mergel, die hier in einer Mächtigkeit von etwa 20 m aufgeschlossen sind, enthalten vielfach rote Partien und Einschaltungen von Sandstein, Sand- und Kieselkalken und feinkonglomeratischen Bänken. Besonders auffällig sind bis 40 m mächtige Konglomeratlagen, die stellenweise ausschließlich aus wenig gerundeten Glimmerschiefer-Bruchstücken von der Beschaffenheit der Glimmerschiefer-Scholle bestehen. Diese Konglomerate treten vielfach in Verbindung mit den roten Lagen auf. Neben den erwähnten Glimmerschiefern findet sich auch anderes Material: graue Fleckenkalke (? Lias), gelbliche, spätige Kalke, graue Kalke mit Inoceramenschalen und graue Dolomite, ferner auch Quarze und Amphibolite. Bei 1310 m im „Graben I", östlich der Mitterhaus-Alm konnte ich in grauen Mergeln ein 2 cm großes Inoceramen-Bruchstück auffinden. Diese Schichten über den Fleckenkalken haben große Ähnlichkeit mit unterostalpinen „couches rouges", die ebenfalls Inoceramen-Bruchstücke enthalten.

Wie die Abb. 7 und 8 zeigen, sind mit der geschilderten Schichtfolge an mehreren Stellen große kristalline Schollen verschuppt, von denen eine 400 m lang und etwa 100 m mächtig wird. Die von H. P. Cornelius (1922, S. 50—51) aus dem „Graben IV" erwähnte 5 m mächtige Einschaltung von „couches rouges" zwischen der großen Glimmerschiefer-Scholle und dem Hauptdolomit der Allgäu-Decke enthält in ihren unteren Lagen zahlreiche eckige Glimmerschiefer-Bruchstücke (s. Abb. 8). Hier ist die Transgression der „couches rouges" auf Kristallin aufgeschlossen, die ja aus den zahlreichen, mächtigen Einschaltungen von Kristallinbrekzien von vornherein zu vermuten war.

Fossilien sind, abgesehen von einem unbestimmbaren Belemniten (H. P. Cornelius, 1922, S. 21) und dem oben erwähnten Inoceramen-Bruchstück, in dieser Schichtfolge nicht gefunden worden. Ihre weitgehende Übereinstimmung mit ostalpinen Schichten erlaubt jedoch eine gleiche zeitliche Einordnung. Demnach sind die Hornstein- und Aptychenkalke in den Oberjura zu stellen, der durch Übergänge mit den darüber folgenden Fleckenkalken (Neokom) verbunden ist. Über dem Neokom liegen, ebenfalls durch Übergänge mit ihm verbunden, z. T. bunte Mergel und Schiefer mit Einschaltungen von Sandsteinen, Kieselkalken, Brekzien und Konglomeraten, die in die Oberkreide zu stellen sind.

Auf Grund ihrer gleichen tektonischen Stellung sind mit der Retterschwang-Decke die Diabase zu vereinigen, die vielfach im Allgäu an der Basis der oberostalpinen Allgäu-Decke zu beobachten sind. Solche Diabase sind aufgeschlossen in der „Hölle" und unterhalb des Imberger Hornes bei Hindelang, an der Geisalpe südöstlich Reichenbach und im Warmatsgundtal südsüdwestlich Oberstdorf (s. Abb. 9). Wie K. A.

Reiser (1923, S. 31) nachgewiesen hat, haben die Diabase Kalke, Mergel- und Tonschiefer, mit denen zusammen sie sich finden, kontaktmetamorphosiert. Die sie begleitenden Sedimente sind ihrer Ausbildung nach den unteren Schichten des Retterschwangtales zu vergleichen und wie diese in den Oberjura zu stellen.

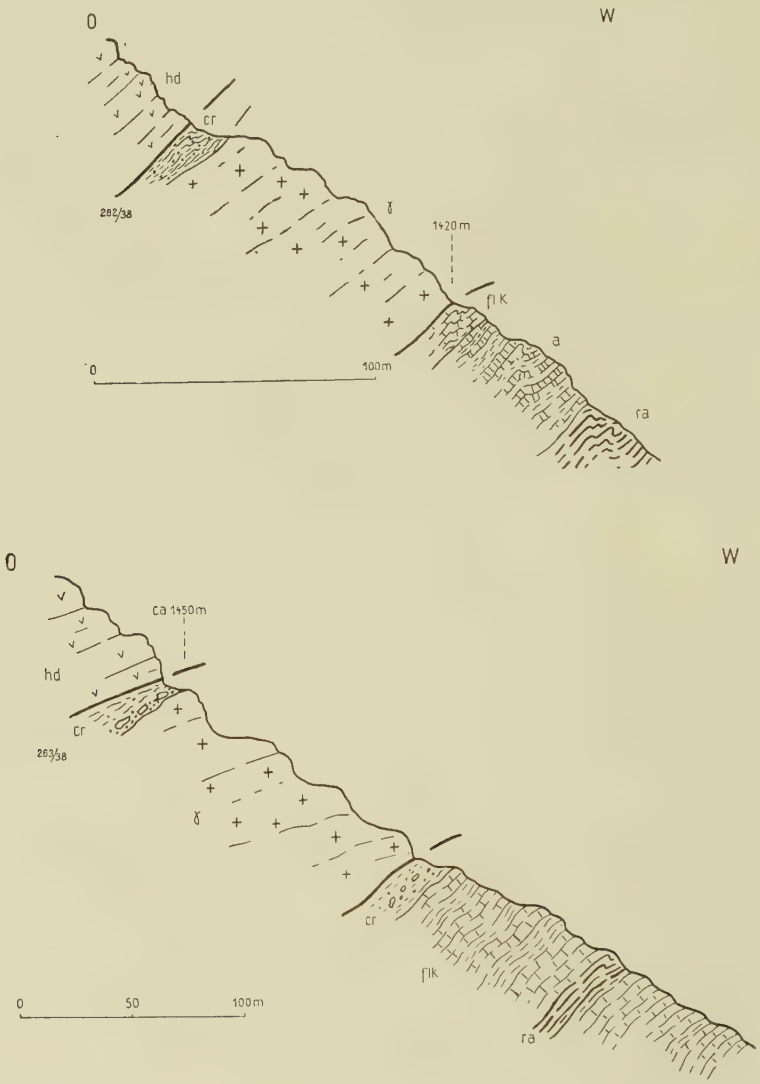


Abb. 7 u. 8. Profile durch die unterostalpinen Schubfetzen des Retterschwangtales

ra = Radiolarite, a = Oberjurakalke, fl. k = Fleckenkalke, cr = couches rouges, γ = Glimmerschieferscholle, hd = Hauptdolomit der Allgäu-Decke

Abb. 9. Profile durch unterostalpine Schubfetzen an der Basis der Allgäu-Decke

f = Flysch der oberbayr. Entwicklung, fk = Flyschkalk der Oberstdorfer Decke, jw-n = Oberjura-Neokom, δ = Diabas. Übrige Bezeichnungen wie Abb. 7 u. 8

Wie folgende Zusammenstellung zeigt, weisen Feuerstätter Decke und Retterschwang-Decke viele gemeinsame Züge in der Schichtfolge auf.

Feuerstätter Decke:		Retterschwang-Decke:	
Eozän	wenige m Nummulitenkalk m. Konglom.		
Kreide	Feuerstätter Sandstein Jungh. Sch. m. Bolgen-Konglom.	Ob. Kreide Unt. Kreide	sandige Mergel m. Konglom. Fleckenkalke
Oberjura	Aptychenkalke Radiolarit Diabase	Oberjura	Aptychenkalke Radiolarit Diabase

Weitgehende Übereinstimmung zeigen die beiden Einheiten in der Ausbildung des Oberjura. Allerdings fehlen der Retterschwang-Decke die Einschaltung von kristallines Material enthaltenden Brekzien-Lagen fast völlig, die für den Oberjura der Feuerstätter Decke so bezeichnend sind. Nur im Hasenecktobel ist unmittelbar unter dem Hauptdolomit der Allgäu-Decke eine mergelige Lage mit Glimmerschieferfetzen festzustellen. Die über dem Oberjura im Retterschwangtal folgenden mächtigen Fleckenkalke sind in der Feuerstätter Decke nur ganz geringmächtig (etwa 10 m) entwickelt. Die bezeichnenden Feuerstätter Sandsteine fehlen wiederum der Retterschwang-Decke völlig. Größere Übereinstimmung zeigen die Schichten, die als höhere Kreide anzusehen sind. In beiden Decken sind sie als sandige, graue, z. T. rote Mergel entwickelt, die zahlreiche Bänke von Sandkalken, von feinen und groben Brekzien und Konglomeraten mit kristallinem Material enthalten. Eozän ist in der Retterschwang-Decke nicht nachzuweisen. Das Vorkommen von petrographisch ununterscheidbaren Diabasen (H. P. Cornelius, 1926, S. 52) in beiden Decken ist ein weiteres wichtiges gemeinsames Merkmal.

Trotz gewisser Abweichungen in der Schichtfolge sind also beide Decken in nähere Beziehung zueinander zu bringen, zum mindesten aus einem gemeinsamen Faziesbereich abzuleiten. Die Ausbildung beider Serien spricht für eine Herkunft aus dem unterostalpinen Bereich. Bezeichnend dafür sind die Aptychenkalke mit Einschaltungen von Kristallin-Brekzien, die Fleckenkalke und die sandig-konglomeratischen couches rouges mit Inoceramenschalen, ferner das Auftreten von Diabasen im Oberjura, wie sie für die Aroser Schuppenzone bezeichnend sind. Als besonders beweiskräftig ist ferner die eingehende Untersuchung der Gerölle anzusehen, die H. P. Cornelius als guter Kenner des unterostalpinen Kristallins durchgeführt hat. Es ergab sich dabei mit großer Wahrscheinlichkeit für das kristalline Material der Feuerstätter Decke eine Ableitung vom Unterostalpin (Julier-Bernina-Massiv, H. P. Cornelius, 1925, S. 258—259).

Die Fazies der Feuerstätter Decke ermöglicht somit die Zuordnung zu einem Ablagerungsbereich. Ihre tektonische Lage dagegen, ihr Verhältnis zum Flysch (Sigiswanger Decke) und Helvetikum gibt darüber keinen klaren Aufschluß. Im allgemeinen ist ihr Auftreten an die Grenzzone zwischen Flysch und Helvetikum gebunden. Vielfach ruht sie unmittelbar auf dem Helvetikum (z. B. am Piesenkopf, Biechtalpe und, außerhalb des Balderschwanger Gebietes, am Grünten, wo Feuerstätter Sandstein vielfach auf Leistmergeln lagert).

Häufig aber ist die Feuerstätter Decke auch mit dem Flysch tief verkeilt oder überlagert ihn deutlich als Klippe, so an der Feuerstätter Kopf-Hauptklippe und an der Hochschelpen-Klippe. Dieser Befund spricht wiederum gegen eine Ableitung der Feuerstätter Decke vom Nordrand der Flyschzone, wie sie an sich nach deren Auftreten an der Südhelvetgrenze anzunehmen wäre.

Bei dieser Sachlage ist es verständlich, daß E. Kraus in seinen Flysch-Arbeiten die Feuerstätter Decke mit dem Wildflysch zu einer Decke vereinigt hat, deren Ablagerungsbereich im N des Flysches lag. Neben tektonischen Erwägungen führte E. Kraus auch Vergleiche der Schichtfolgen als Beweis für diese Auffassung an. So stellte er die Aptychenkalke den oberkretazischen Leimernkalken gleich. Wie oben erwähnt, gehören aber die Aptychenkalke auf Grund ihres Fossilgehaltes [*Calp. alp.* Lor.[7]), Aptychen und Belemniten] und auch nach ihrer Ausbildung in den Oberjura, womit dieser Vergleich entfällt. Bei der nicht eindeutigen tektonischen Stellung der Feuerstätter Decke sind Fazies-Vergleiche, die für eine Vereinigung mit dem Unterostalpin sprechen, als ausschlaggebend anzusehen. Die Feuerstätter Decke ist daher vom ultrahelvetischen Wildflysch zu trennen. Auf die tektonischen Folgerungen, die sich daraus ergeben, soll kurz im Abschnitt B (Art und Ausmaß der Bewegungen) eingegangen werden.

Ergebnis

In der Nordzone des oberbayerischen Flysches konnte eine Mächtigkeitszunahme der Reiselsberger Sandsteine nach N und sandige Einschaltungen in der Oberen Kalkgruppe am Nordrande der Flyschzone beobachtet werden. Im übrigen zeigt der oberbayerische Flysch einheitlichen Bau, Decken sind dort nicht festzustellen. Zwischen Inn und Oberstdorf waren nur geringfügige Abwandlungen der Schichtfolge nachzuweisen.

Westlich von Oberstdorf lassen sich dagegen in der Flyschzone mehrere Einheiten unterscheiden, die einen mehr oder weniger ausgeprägten Flyschcharakter zeigen. Es folgen von N nach S — von unten nach oben — aufeinander: Wildflysch, Sigiswanger Decke, Oberstdorfer Decke, Unterostalpin (Retterschwang-Decke). Die in ihrer tektonischen Stellung nicht eindeutige Feuerstätter Decke ist auf Grund von Geröllführung und Faziesvergleichen zum Unterostalpin zu stellen.

IV. Die Paläogeographie des Flyschtroges

a) Die Schwelle im Süden

Aus den Sedimentationsverhältnissen im Flyschtrog ergeben sich keinerlei Anhaltspunkte für eine Schwelle im S. Es ist unsicher, ob ein Teil der Maastricht-Gerölle von dieser Schwelle abzuleiten ist.

Sichere Anzeichen dieser Schwelle ergeben sich aus den Faziesverhältnissen des südlich benachbarten Oberostalpintroges (s. Abb. 10). K. Boden (1915—16 und 1935), C. W. Kockel (1923), M. Richter (1923 b, 1924 a), K. Leuchs (1927, 1928), M. Frank (1934) u. a. haben bereits auf diese Verhältnisse hingewiesen.

[7]) Über *Calpionella alpina* Lor. als Leitfossil vergleiche J. Cadisch (1932).

Die Schichten der Trias nehmen im allgemeinen nach N hin an Mächtigkeit stark ab, tiefere Horizonte (Ladin) scheinen ganz auszukeilen. Vielfach finden sich Einschaltungen von roten Schiefern und feinklastischen Lagen.

Im Lias und Oberjura-Neokom, wo Mächtigkeitsabnahmen am Nordrand nicht deutlich in Erscheinung treten, finden sich häufig klastische Einschaltungen.

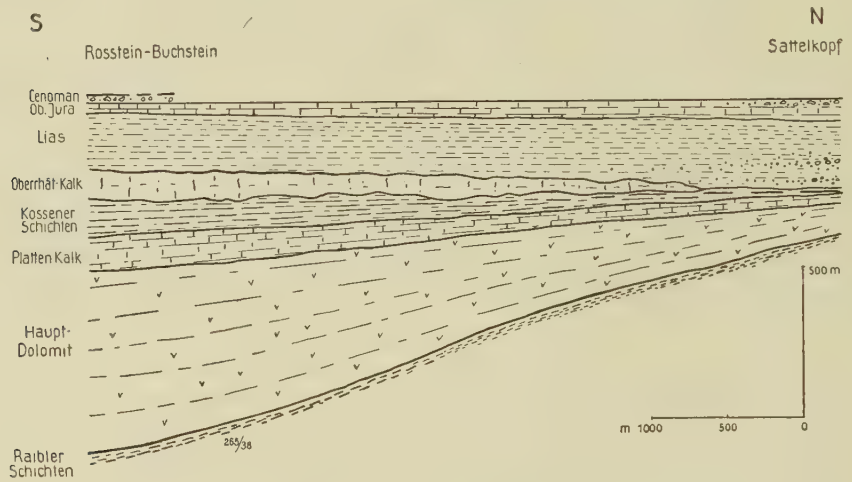


Abb. 10. Faziesprofil im oberostalpinen Mesozoikum westlich des Tegernsees

Zwei bisher unbekannte Vorkommen derartiger Einschaltungen im Lias sollen hier kurz erwähnt werden.

Im Hirschnagelbach westlich vom Riesenkopf, südlich Brandenburg (Unterinntal) stehen bei 890 m oolithische Kalke, auf die helle Hornsteinkalke des Lias folgen. An der Basis der Lias-Kalke ist hier eine dunkle, feinkonglomeratische Schicht von etwa 1 m Mächtigkeit festzustellen. Im Schliff zeigen sich in kalzitischer Grundmasse rundliche, trübe Kalkgeröllchen von 0,5—2 mm Durchmesser mit einzelnen Quarzneubildungen und unbestimmbaren Foraminiferenresten.

Im Lias des Reibengrabens, 3,5 km südlich Wiessee, tritt eine konglomeratische Lage von etwa 5 cm Mächtigkeit in dunklen Liaskalken auf. Der Aufschluß liegt an der Mündung des bei 1010 m von SO einmündenden Baches. Im Schliff zeigen sich in kalzitischer Grundmasse teils gerundete, teils eckige Stückchen von 2—3 mm Durchmesser. Es finden sich undulöse Quarze und Quarzite, kaolinisierte Orthoklase und Plagioklase, feinkörnige Kalke, daneben Chlorit, Muskovit, Glaukonitkörnchen und Titanit. Bemerkenswert ist das Auftreten von Quarziten, die ja in Flyschgesteinen (s. oben) und in den Maastricht-Konglomeraten zahlreich festzustellen sind. Vielleicht sind also die Quarzite auch für den Flysch von dieser Schwelle abzuleiten.

Der Südrand des Flysches zeigt im Allgäu ähnliche Verhältnisse wie in Oberbayern. Vielleicht ist auch hier ein Teil der Gerölle in den Konglomeraten des Südrandes von der Schwelle im S abzuleiten.

In dem Sedimentationsbereich des oberostalpinen Mesozoikums prägt sich diese Schwelle ebenfalls durch Mächtigkeitsabnahme und klastische Einschaltungen aus. Als unmittelbare Reste dieser Schwelle sind die großen kristallinen Schollen des Retterschwangtales zu deuten, die zwischen Oberostalpin und Flysch eingeschuppt liegen. Mit diesem Kristallin zusammen finden sich Schichten, die schwellennahe Ausbildung zeigen und z. T. auf dem Kristallin transgredieren.

Auch die in naher Beziehung zu der Retterschwang-Decke stehende Feuerstätter Decke mit ihren zahlreichen, z. T. sehr groben Konglomerat-Einschaltungen ist eine schwellennahe Serie. Wie oben gezeigt wurde, sind beide Serien nach Fazies und Geröllführung zu dem unterostalpinen Bereich zu rechnen.

Daraus ergibt sich, daß diese Schwelle zwischen Flysch und Oberostalpin aus unterostalpinem Material besteht. M. Richter (1924 c) hat diese Schwelle als oberostalpine Geantiklinale, C. W. Kockel (1923) hat sie als Rumunischen Rücken bezeichnet. M. Richter vereinigt diese Schwelle im WSW mit dem unterostalpinen Inselkranzgebirge (s. Abb. 11).

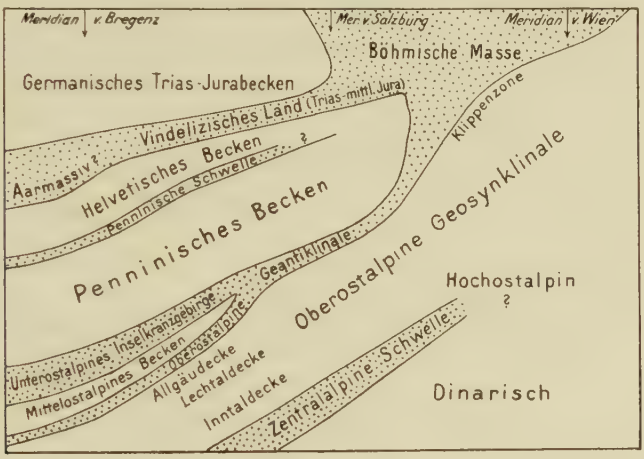


Abb. 11. Schwellen und Sedimentationsräume im ostalpinen Geosynklinalbereich. Nach M. Richter

b) Die Schwelle im Norden

Deutlicher als der Rumunische Rücken prägt sich die Schwelle im N in der Sedimentation des Flysches aus. Die oben erwähnte (S. 23) Mächtigkeitszunahme der Reiselsberger Sandsteine nach N, die Sandstein-Einschaltungen in der Oberen Kalkgruppe der Nordzone deuten auf eine Schüttung von einer im N gelegenen Schwelle hin. Im Allgäu ergeben sich ähnliche Folgerungen aus der Zunahme der Sandstein-Mächtigkeit von S nach N, von der Oberstdorfer zur Sigiswanger Decke.

Weitere Anzeichen für diese Schwelle lassen sich in dem nördlich benachbarten Helvettrog erkennen. In Oberbayern ist im allgemeinen die Helvetzone zu schmal, um fazielle Änderungen in S—N-Richtung sicher nachweisen zu lassen. Nur an einem Punkt zeigt sich ein deutlicher Hinweis auf die

benachbarte Schwelle im S: es konnte festgestellt werden, daß die von K. Osswald (1929, S. 82—84) beschriebenen groben Brekzien der Tregler Alm (6 km nordnordwestlich Wendelstein) normal in helvetische Sedimente (Stockletten) eingeschaltet sind.

Im folgenden soll eine kurze Beschreibung dieser wichtigen Aufschlüsse gegeben werden (s. Abb. 12 u. 13).

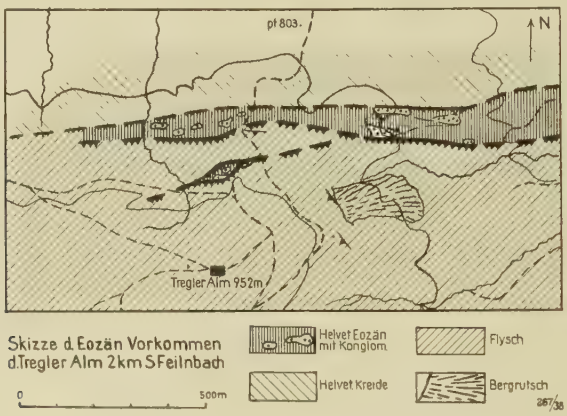


Abb. 12

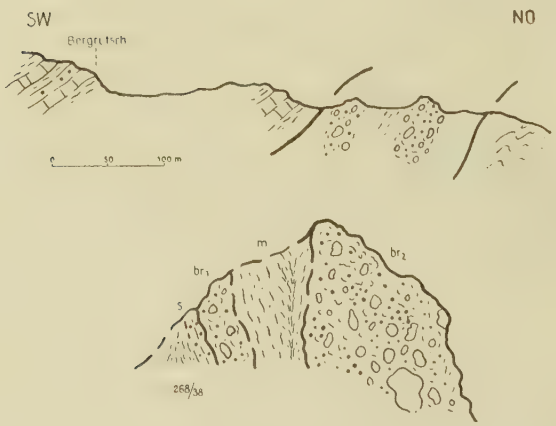


Abb. 13. Profile durch die Eozänbrekzien bei der Tregler Alm

s = 20 cm Kalksandstein, br_1 = 50 cm Brekzienlage, m = 1 m graue globigerinenreiche Mergel (Stockletten), br_2 = 2 m Brekzienlage

Die Beschreibung von K. Osswald ist in einigen Punkten noch zu ergänzen. Es lassen sich zwei größere Brekzienvorkommen feststellen, deren Lage aus der Osswald'schen Karte zu ersehen ist. Sie treten an der Flysch-Helvet-Grenze auf und zeichnen sich im Gelände als Rippen ab. Sie zeigen in sandig-kalkiger Grundmasse mäßig gerundete Gerölle von Faust- bis Kopfgröße, z. T. auch mit Durchmessern von 50—80 cm. Es finden sich graue und gelbe Mergelkalke, kieselige

oolithische Kalke, glaukonitischer Sandkalk (? Flysch, ? Helvet), roter Radiolarit, ein 3 cm langes Belemniten-Bruchstück, dunkle feinglimmerige Tonschiefer, phyllitische Schiefer und Arkosen. Ferner kristallines Material: grüne und rötliche Quarzporphyre mit Quarzen, die Korrosionserscheinungen zeigen und keine Spur einer Beanspruchung aufweisen, Diabase mit kaolinisierten Plagioklasen und viel Chlorit, ferner Quarz.

K. Osswald führt als seltenere Gerölle Ophikalzite an.

In die Konglomerate eingeschaltet finden sich grobe Sandsteinbänke. In der Grundmasse der Konglomerate konnte K. Osswald Nummuliten-Bruchstücke nachweisen (*Numm.* cf. *laevigatus* Brag. und *Numm.* cf. *planulatus* Lam.).

Zwischen beiden Konglomeratzügen treten in einer kleinen Mulde am Hang graue, dünnschieferige Mergel heraus, die Ähnlichkeit mit obereozänen Stockletten haben. Es liegt hier eine Wechsellagerung zweier Brekzienhorizonte und Mergel oder eine Verfaltung bzw. Verschuppung eines einzigen Konglomerathorizontes vor (vgl. Abb. 13 oben).

Rund 15 m östlich der Südwestrippe ist ein kleiner, durch einen neu angelegten Weg geschaffener Aufschluss am Hang, der einen wichtigen Einblick in die Lagerungsverhältnisse gibt. (Auf der Kartenskizze durch ein Fallzeichen kenntlich gemacht.) Hier ist eine Wechsellagerung der Brekzien mit Mergeln und feinkörnigen Kalksandsteinen zu beobachten (s. Abb. 13 unten). In den grauen Mergeln waren im Schliff zahlreiche Globigerinen nachzuweisen. Beim Schlämmen dieser Mergel konnten leider keine Foraminiferen gewonnen werden.

Etwa 50 m nordöstlich von diesem Aufschluß stehen 160° streichende, saigere, rote und graue Mergelschiefer an, die von Stockletten nicht zu unterscheiden sind. Sie wechsellagern mit feinkörnigen Kalkbrekzien von der Art der oben erwähnten. Hier findet sich auch wieder eine etwas feinkörnigere Brekzienbank, die dieselbe Lagerung zeigt.

Nördlich davon stehen graue und rote Mergelschiefer an, die vielleicht noch zu den Stockletten, vielleicht aber auch zu den Leistmergeln zu rechnen sind.

In Verbindung mit dem NO-Vorkommen der Brekzie finden sich 110° streichende, steil stehende grobe Quarzsandsteine und glimmerige, rot verwitternde Sandsteine von rund 3 m Mächtigkeit.

Das Flyschgebiet schließt sich südlich und westlich an die Konglomeratrippen an. Rund 30 m südlich der Südrippe liegen verrutschte, 20—40 cm dicke Bänke von dichtem, grauen Kalk. Sie wechsellagern mit dunklen Ton- und Mergelschiefern. 100 m südlich davon liegt ein Bergrutsch in hellen Fleckenkalken, blaugrauen Sand- und Kieselkalken mit eingeschalteten Lagen von dunklen Ton- und Mergelschiefern und auch glimmerreichen Sandsteinen. An der Abrißstelle des Bergrutsches bei etwa 860 m ist die Lagerung dieser Schichten zu erkennen: 150°, 30° SW.

Der Flyschanteil des schlecht aufgeschlossenen Gebietes ist im übrigen durch Brocken dieser Gesteine gekennzeichnet, neben denen sich auch noch schwarze und rote Tonschiefer und Glaukonit-Quarzite finden. Die Grenze gegen das Helvetikum läßt sich nur ungefähr festlegen. Sie verläuft etwa O—W, in der Grenzzone finden sich weitere Blöcke der Brekzie, die sich bis zum Waldrand nach Weißenbach zu (an der Straße Feilnbach Hundham) verfolgen lassen. Die Blöcke erreichen z. T. eine Größe von $1{,}5 \times 2{,}5$ m. In einigen von ihnen, z. B. 400 m nordnordwestlich Tregler Alm, finden sich zahlreiche, nicht näher bestimmbare Nummuliten-Bruchstücke. Verknüpft mit diesen Blöcken treten bis 1 m Durchmesser erreichende Gerölle von feinkörnigem Diabas und dunklem Felsitporphyr auf, die als Riesengerölle der Brekzie anzusehen sind.

In den angrenzenden Bachprofilen des Osterbaches im W und des Jenbaches im O sind Flysch und Helvetikum durch aufschlußlose Strecken getrennt. Die Grenze ist hier also ebenfalls nicht genauer festzulegen. Von den Eozän-Brekzien fehlt jede Spur.

Die von K. Boden (1923, S. 227) erwähnten groben, Nummuliten-führenden Sandsteine vom Gschwendtner Berg sind ihrer Ausbildung nach ebenfalls zu den Konglomeraten der Tregler Alm zu rechnen, wie K. Osswald (1929) schon annahm. Eine Zugehörigkeit dieser Sandsteine zum Flysch ist unwahrscheinlich (s. oben S. 14). Von den Nummuliten-Resten in diesen Sandsteinen konnte M. Schlosser *Nummulites incrassatus* d. l. H. und *Orthophragmina pratti* Mich. bestimmen (K. Boden, 1930, S. 89), woraus sich Priabon ergibt.

Vielleicht sind auch die Konglomerate und Sandsteine von Unternogg a. d. Halbammer, die ebenfalls Nummuliten führen (K. Boden, 1923, S. 228), in diesen Horizont des helvetischen Eozäns einzureihen.

Ähnliche sandig-konglomeratische Einschaltungen finden sich vielfach in den Stockletten. So erwähnt A. Rothpletz (1901, S. 140) 3 m feinkörnige Sandsteine über Granitmarmor, die von Stockletten überlagert werden. — In den roten und grünen Stockletten des Grünten tritt nach O. M. Reis (1930, S. 19 f.) ein Konglomerathorizont mit aufgearbeiteten Nummulitenkalken und Quarzen in dem Höflesgraben östlich vom Grünten auf. — Auch in der Schweiz finden sich mehrfach sandige Einschaltungen in den Stadschiefern (= Stockletten), die aus den teilweise grobkörnig werdenden Hochgant-Sandsteinen hervorgehen (Alb. Heim, 1921, S. 328 ff.). Aus den höheren Lagen des Hochgant-Sandsteins werden ebenfalls Konglomerate (z. B. am Schimberg) angeführt.

Die von K. Boden (1925, S. 23; 1921; 1923, S. 216 ff.) erwähnten Brekzienblöcke mit kristallinen Komponenten, die sich an der Unterkante des Flysches finden, die „Dürnbach-Brekzien", sind ebenfalls als Schubfetzen aus der eozänen Brekzie des Helvetikums anzusehen.

In der Nähe des von K. Boden (1921, S. 11 ff.) erwähnten Brekzienblockes aus dem Seitenbach des Festenbaches stehen im westlich benachbarten Seitengraben feinglimmerige, graugrüne und rote Ton- und Mergelschiefer an, die mit den Stockletten der Tregler Alm zu vergleichen sind.

Die Geröllführung der Dürnbach-Brekzien weicht allerdings etwas von der der Eozän-Brekzien ab. Neben den — beiden gemeinsamen — schwarzen, phyllitischen Tonschiefern, den Diabasen, Ophikalziten und feinkörnigen Kalken enthalten die Dürnbach-Brekzien auch grüne Ölquarzite, Granite, Quarz-Glimmerdiorit und Aplit. Die Ophikalzite sind im Gegensatz zu den Brekzien der Tregler Alm sehr häufig und finden sich oft als einzelne Blöcke von bedeutender Größe (nördlich vom Schliersberg 2 m Durchmesser). Andererseits fehlen in den Dürnbach-Brekzien offenbar die Quarz- und Felsitporphyre.

Trotz der erwähnten Unterschiede in der Geröllzusammensetzung, denen wohl kein allzu großer Wert beizulegen ist, sind diese Dürnbach-Brekzien auf Grund der gleichen tektonischen Stellung unmittelbar unter dem Flysch mit den Eozän-Brekzien der Tregler Alm zu einem einheitlichen Horizont zusammenzufassen.

Die groben Gerölle in diesen Brekzien deuten auf eine benachbarte Schwelle hin, die im Süden, zwischen Flysch und Helvetikum, zu vermuten ist. Ein konglomeratischer Horizont findet sich ja auch, wie oben erwähnt, in

den Stockletten des Grüntens, der nach Arn. Heim (1919) zum südlichen Teil des helvetischen Faziesbezirks gehört. Es mag hierbei dahingestellt sein, ob die Brekzien der Tregler Alm zum Ultrahelvet zu rechnen sind.

Deutlicher noch ist diese Schwelle im Allgäu zu erkennen. In den Fazies-Verhältnissen des ausgedehnten Allgäuer Helvet-Gebietes, die denen der Säntis-Decke in der Schweiz entsprechen, prägt sich deutlich der Einfluß einer im Süden des Helvetikums gelegenen Schwelle aus (s. Abb. 14).

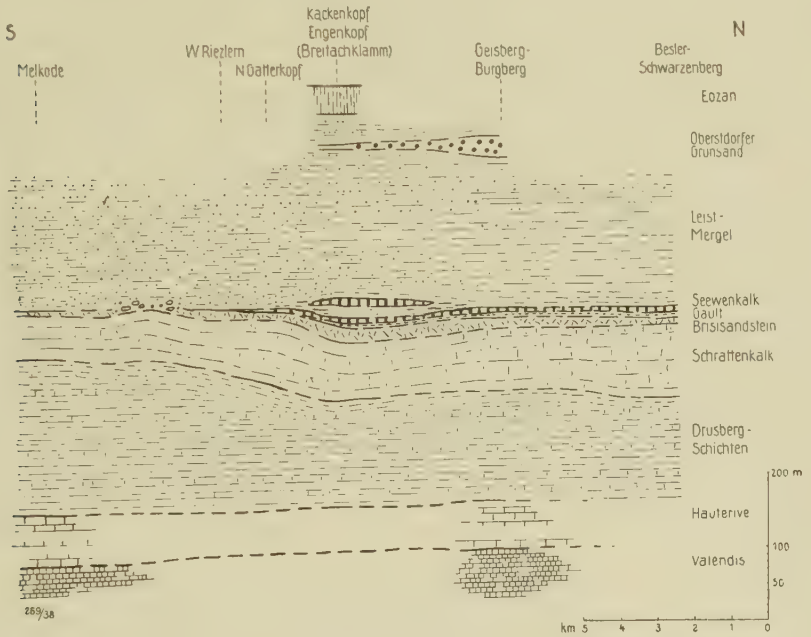


Abb. 14. Faziesprofil im Helvetikum des Allgäu

Die Drusbergschichten nehmen nach Süden auf Kosten des Schrattenkalkes zu. Das Gault dünnt nach Süden hin stark aus, der Seewenkalk vermergelt; im Profil bei Riezlern, im Fortstreichen des unteren Gottesackergewölbes, ist er bereits verschwunden. Dunkle, sandige Leistmergel ruhen hier unmittelbar auf Brisi-Sandstein und Gault, von dem nur noch die oberste Stufe, die Lochwaldschicht, entwickelt ist. Wie E. Kraus (1933, S. 108 109) nachgewiesen hat, transgredieren im Schwarzwasserbach, im Fortstreichen des Ifengewölbes, die Leistmergel auf Brisi-Sandstein und Schrattenkalk. Diese Transgression und die dunkle, sandige Ausbildung der Leistmergel sind, ebenso wie die oben angeführten Veränderungen der Schichtfolge, bezeichnend für den nahen Südrand des Helvettroges.

Die Leimernschichten des Wildflysches, die von helvetischem Leistmergel und Seewenkalken nicht zu unterscheiden sind, deuten auf Beziehungen zum Helvettrog hin. Es ergibt sich daraus, daß der Wildflysch in das Ultrahelvet zu stellen ist. Er ist in unmittelbarer Nähe einer Schwelle im Süden gebildet worden, wie aus seinen groben Kristallingeröllen hervorgeht.

In dem Schubfetzen der Kühberg-Scholle, der zwischen Flysch und Wildflysch eingeschaltet ist (s. oben), ist ein Rest dieser Schwelle erhalten.

Vermutlich ist auch der von H. P. Cornelius (1926, S. 51) erwähnte Gneis vom „Großen Graben" (4,5 km westlich von Rohrmoos, zwischen Flysch und Helvetikum liegend), der 2500—3000 cbm groß ist, ebenfalls von dieser Schwelle abgeschürft worden.

Die Gerölle des Wildflysches werden im allgemeinen von unterostalpinem Kristallin abgeleitet. In ähnlicher Weise deuten die Eozän-Brekzien im Osten (Tregler Alm), namentlich ihre Ophikalzite, auf Unterostalpin (Aroser Schuppenzone) hin.

Ergebnis

In den Fazies-Verhältnissen des Flyschtroges deutet sich nur der Nordrand mit einiger Sicherheit an. Klarer zeichnen sich die Schwellen in den südlich und nördlich benachbarten Sedimentationsräumen ab. Für die Nordschwelle konnte ein weiterer Anhaltspunkt in Oberbayern dadurch gewonnen werden, daß das Vorkommen von groben Brekzien im helvetischen Obereozän nachzuweisen war.

Während in Oberbayern unmittelbare Reste dieser Schwelle nicht festzustellen sind, treten im Allgäu mehrfach Schubsplitter von diesen Schwellen an bedeutenden tektonischen Linien auf, so an der Überschiebung des Oberostalpins auf den Flysch und an der des Flysches auf den ultrahelvetischen Wildflysch. Für die Schwelle zwischen Flysch und Oberostalpin ergab sich aus diesen Resten eine Verbindung mit dem unterostalpinen Kristallin-Gebiet.

In ähnlicher Weise läßt sich aus den Geröllen des Wildflysches und aus den Eozän-Brekzien im Osten (Tregler Alm) auf eine Schwelle unterostalpiner Zusammensetzung zwischen Flysch und Helvetikum schließen. Unterostalpines Kristallin und speziell Schichten, die mit denen der Aroser Schuppenzone zu vergleichen sind, tauchen demnach sowohl über wie unter, sowohl im Süden wie im Norden des Flysches auf. Der Flysch ist also in seiner Stellung auf den unterostalpinen Raum eingeengt, wobei es offen bleiben mag, welcher unterostalpinen Decke er entspricht. Für eine unterostalpine Stellung des Flysches sprechen auch Fazies-Vergleiche: Neokom mit *Aptychus seranonis* Coqu. tritt in ganz ähnlicher Ausbildung wie im Ostergraben bei Feilnbach in der Grabser Klippe des Rhätikons auf. Die Unteren Kalke entsprechen faziell den Tristelschichten der Falknis-Decke. Ebenso zeigen die Flysch-Quarzite große Ähnlichkeit mit dem Falknis-Gault (D. Trümpy, 1916). Auf diese Verhältnisse haben schon M. Richter (1933) u. a. hingewiesen. In bezug auf das Auftreten der Aroser Schuppenzone, die im Allgäu über, in Oberbayern unter dem Flysch liegt, sprach er von einem Zusammenlaufen von Aroser Schuppenzone und Falknis-Decke, zu der er den Flysch rechnet (a. a. O., S. 507). Der Flysch, zum mindesten der oberbayerische, wäre damit als teilweise abgeschürfte Hülle des unterostalpinen Bereiches anzusehen.

In diesem Zusammenhang muß die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, die Feuerstätter Decke aus dem unterostalpinen Kristallin im N des Flysches abzuleiten. Eine sichere Entscheidung dieser Fragen ist in diesem Gebiet nicht zu treffen.

Über die erste Anlage des Flyschtroges läßt sich nur aussagen, daß sie vor dem Neokom anzunehmen ist. Die Schwellen im Norden und Süden des

Flysches bewirkten eine Trennung der Sedimentationsbereiche bis in die höhere Oberkreide hinein. Spätestens im Maastricht wurde die oberostalpine Geantiklinale überflutet, Flysch und Oberostalpin lagen unter einheitlicher Meeresbedeckung, wie oben (S. 22) ausgeführt wurde. Wie C. W. Kockel (1923) auf Grund der Übereinstimmung der Nierentaler Mergel mit helvetischen Leistmergeln annimmt, wurde hierbei auch die Schwelle im Norden des Flysches überflutet (Nierentaler Transgression). Auch das Eozänmeer reichte einheitlich zum mindesten vom Flysch bis zum Oberostalpin, wie aus kalkalpinen Geröllen im Eozän des Aufacker-Hörnle-Gebietes (Blüher, 1935, S. 53) und den Unternogg-Schichten hervorgeht. Wenn die Unternogg-Schichten, wie oben angedeutet wurde, zum helvetischen Eozän zu rechnen sind, so würde sich für das Eozän eine einheitliche Meeresbedeckung vom Oberostalpin bis zum Helvetikum ergeben.

B. Art und Ausmaß der Bewegungen

I. Bewegungen innerhalb der Flyschzone

Nur schwer lassen sich einheitliche Züge in der Tektonik der Flyschzone verfolgen. Am Südrand stellt sich im allgemeinen ein mehr oder weniger einheitliches S-Fallen ein, so daß nach Norden zu immer ältere Schichten zutage treten und einen zum Teil verschuppten Sattelzug bilden (s. Abb. 15, 16, 17 u. 18, Profile von Jenbach, Schliersee, Sonnersbach, Tegernsee, Mühlgraben-Pessenbach und Aufacker-Hörnle-Gruppe, vgl. auch Abb. 1). Im Norden

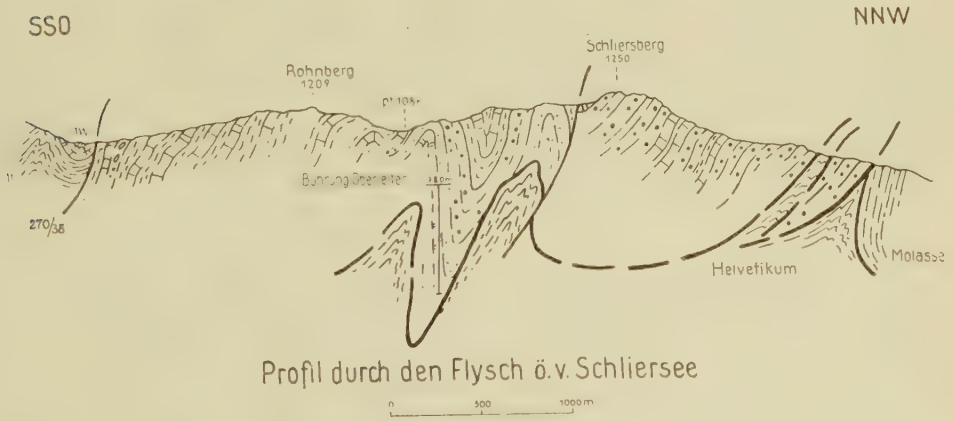


Abb. 15.

Zeichenerklärung s. Abb. 1

grenzt diese Sattelzone an die Zone der abweichenden Ausbildung der Oberen Kalkgruppe. Hier ist eine steile Aufschiebungszone im Flysch anzunehmen, die sich infolge der Gleichartigkeit der aneinander grenzenden Schichten nur schwer sicherstellen läßt. In einzelnen Profilen ist in dieser Zone eine starke Durchbewegung festzustellen, so z. B. im Steinbach nordöstlich Leng-

gries, etwa 200 m östlich von Punkt 805 und im unteren Krummgraben, 3 km östlich von Benediktbeuern, nahe seiner Einmündung in den Steinbach. Die älteren Kalke sind hier stark verfaltet und verschuppt.

Die Störungszone zeigt etwa folgenden Verlauf: Schliersberg Südhang (bei 1220 m) — Gindel Alm — Winner Alm — Kesselgraben, dann, nach Südwesten abbiegend, Steinbach bei Lenggries, Lehenbauern Alm — Steinbach bei Benediktbeuern [8]). In den östlich und westlich anschließenden Gebieten ist diese Zone nicht mit Sicherheit festzustellen. So zeigt das gut erschlossene Profil des Jenbachs einen von größeren Längsstörungen freien Bau. Im allgemeinen fällt die Störungszone mit der Faziesgrenze zusammen, nur westlich des Tegernsees, wo diese Faziesgrenze bis an den Nordrand des Flysches vorspringt, kreuzt sie diese.

Im übrigen ist für die Tektonik innerhalb des Flysches ein überwiegend nordvergenter, steiler Faltenbau bezeichnend. Infolgedessen sind meist nur steil südlich fallende Schichten aufgeschlossen, die Umbiegungen der Falten sind selten zu erkennen. Die Mächtigkeiten der Schichten sind daher nur in Einzelfällen genauer anzugeben.

Abb. 16. ebr = Dürnbach-Brekzien

Die mobilen Schichtpakete, die Wechsellagerungen von Kalken, Mergeln und Tonschiefern, wie sie in der Unteren und der Oberen Kalkgruppe und auch in den Grenzhorizonten vertreten sind, zeigen besonders starke Faltung, z. T. Zerknitterung, die auf den Profilen nicht genügend dargestellt werden konnte. Im Zusammenhang damit finden sich an der Grenze gegen die dickbankigen, starren Quarzite und Sandsteine vielfach Abscherungen, auf die das häufige Fehlen der geringmächtigen Grenzhorizonte zurückzuführen ist.

[8]) Auf der beigefügten Karte durch eine gerissene dicke Linie gekennzeichnet.

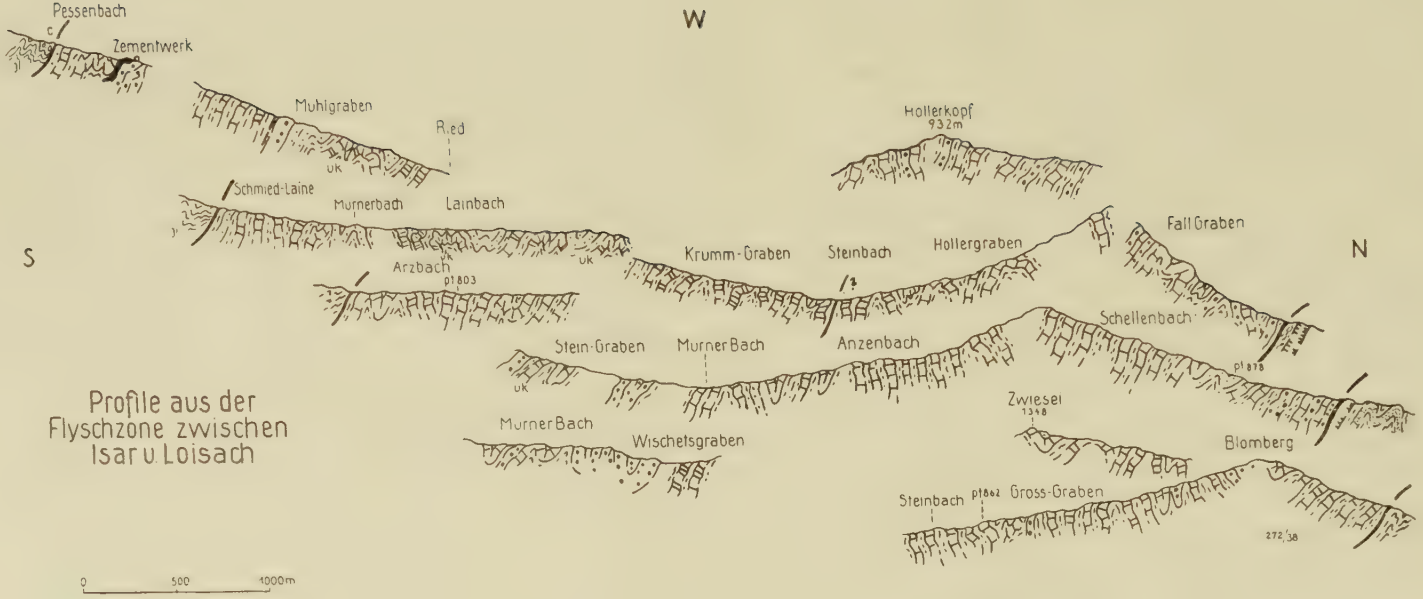

W
S
N
Pessenbach
Zementwerk
Muhlgraben
Ried
Hollerkopf
932m
Schmied-Laine
Murnerbach
Lainbach
Krumm-Graben
Steinbach
Hollergraben
Fall Graben
Arzbach
pt 803
Schellenbach
pt 878
Stein-Graben
Murner Bach
Anzenbach
Zwiesel
1348
Murner Bach
Wischetsgraben
Blomberg
Steinbach
pt 862
Gross-Graben
272/38
Profile aus der
Flyschzone zwischen
Isar u. Loisach
0
500
1000m

Abb. 17

Die von K. Boden (1926) beschriebenen, mehr oder weniger flachen Sandstein-Mulden in der nördlichen Flyschzone konnte ich nicht feststellen. Etwas flacheres Schichtfallen ist nur am Blomberg (s. Abb. 17) und in den Aufschlüssen nördlich des Rechelkopfes (s. Abb. 16) zu beobachten. Im übrigen zeigen sich steil nördlich oder südlich fallende Kieselkalke und Zementmergel mit eingeschalteten Bänken von Sandsteinen, Feinbrekzien und auch Quarziten, ohne daß sich hieraus Sättel konstruieren ließen.

Bei der häufigen Verschuppung der Flysch-Schichten sind neben der oben erwähnten Störungszone mehrere unbedeutendere Längsstörungen im Gebiet zwischen Inn und Loisach festzustellen (vgl. auch G. Herbst & R. Teichmüller, 1936).

Querstörungen im Flysch, die in dem schlecht aufgeschlossenen Gelände allerdings schwer zu erkennen sind, sind nach W. Fink (1905) und K. Boden (1923, 1926) nachzuweisen.

Deckenbau ist somit im oberbayerischen Flysch nicht festzustellen, worauf oben schon hingewiesen wurde. Es besteht kein Anlaß, die Störungszone zwischen Süd- und Nordteil des Flysches als Deckenbahn zu bezeichnen.

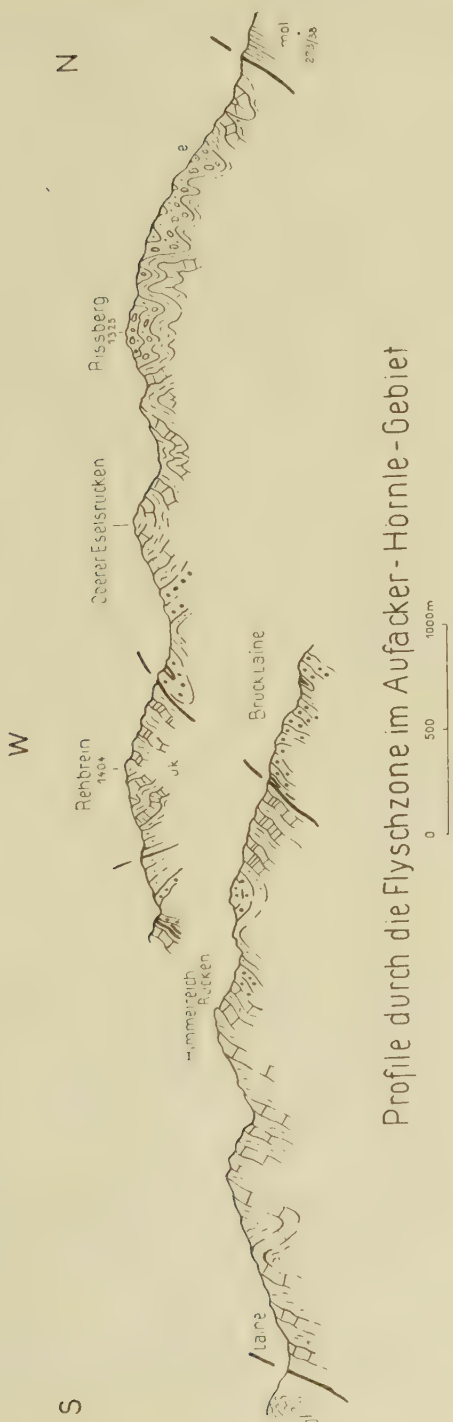
Im Allgäu dagegen ist ein Decken- oder Schuppenbau anzunehmen, den E. Kraus (1927) zuerst beschrieben hat. Das Ausmaß der Schübe ist hier nicht festzustellen, da Fenster oder Klippen nicht zu beobachten sind. Die Überschiebungsbahn fällt meist steil nach Süden.

II. Bewegungen am Südrande der Flyschzone

In Oberbayern ist am Südrande des Flysches das Oberostalpin mit steil südlich fallender Störung auf den Flysch geschoben (s. Abb. 3). Anzeichen für ein größeres Ausmaß dieses Schubes ergeben sich nicht. Die Oberjuraschollen vom Saurüsselgraben und bei Hohenwaldeck, die sich in geringer Entfernung nördlich vom Kalkalpenrand finden, können nicht als sichere Zeugen einer weiterreichenden Überdeckung des Flysches durch Oberostalpin gelten, da ja der „Flysch", der sie als schmaler Streifen von dem südlichen Kalkalpin trennt, ebensogut als oberostalpine Oberkreide gedeutet werden kann. Auch die durchweg steile Lagerung der Schichten spricht mehr für eine Durchspießung der mit dem Flysch zusammenhängenden Kreidehülle als für eine Deckscholle. Bei der von F. F. Hahn (1913, S. 530) erwähnten Jurascholle im Albachtal bei Tegernsee mag dagegen eine kurze Aufschiebung (50 m) vorhanden sein.

Etwas größere Bedeutung hat offenbar diese Aufschiebung des Oberostalpin im Allgäu. An der Kalkalpin—Flysch-Grenze treten dort vielfach Schubfetzen des aufgeschürften Untergrundes und schwimmende Hauptdolomitklippen auf. Vielfach, z. B. am Faltenbachtobel, läßt sich eine flachere Lage der Überschiebungsbahn erkennen.

Für die unterostalpine Feuerstätter Decke ergeben sich bedeutende Bewegungen, sofern sie von dem Südrand des Flysches abgeleitet wird. Sie muß dann die Flyschzone zum mindesten auf der Strecke zwischen Kalkalpenrand und Helvetikum überfahren haben, da sie ja an der Nordseite des achsialen Helvetzuges auftritt und andererseits auch häufig unmittelbar auf dem Helvetikum lagert. Daraus ließe sich eine Schubweite von mindestens 15 km ableiten. Es mag dahingestellt bleiben, ob



Profile durch die Flyschzone im Aufacker-Hornle-Gebiet

Abb. 18

sie ursprünglich dabei über den Nordrand des Flysches hinausgegriffen, oder ob sie später den Flysch vom Helvetikum abgeschert hat, nachdem er auf das Helvetikum überschoben war.

III. Bewegungen am Nordrande der Flyschzone

Der Nordrand des Flysches ist der Ausstrich einer bedeutenderen Überschiebungsbahn, an der der Flysch über das Helvetikum bewegt ist. Das Auflager des Flysches auf dem Helvetikum ist besonders gut am Tegernsee festzustellen, wo Bohrungen das Helvetikum unter dem Flysch angetroffen haben. Daraus ergibt sich hier eine Schubweite von mindestens 3 km. Ein ähnlicher Wert ergibt sich für den achsialen Helvetzug der Kögel südwestlich Murnau.

Wie die Profile von Schliersee und Tegernsee zeigen (s. Abb. 15 und 16), ist die Überschiebungsbahn stark gefaltet und verschuppt, wobei Aufsattelungen der Überschiebungsbahn vielfach mit Sattelzonen im Flysch übereinstimmen (vgl. F. F. Hahn, 1915 und G. Herbst & R. Teichmüller, 1936). Die Schichten zeigen in der Nähe der Überschiebungsbahn starke Zerrüttung, die z. T. auch in den Brekzien an der Basis des Flysches zu beobachten ist.

Größeres Ausmaß hat auch diese Überschiebung im Allgäu. Auch hier ruht der Flysch als Decke auf dem Helvetikum, das als achsialer Sattelzug in ihm auftaucht. Die Weite der Überschiebung läßt sich hier für den Helvetzug westlich der Iller auf mindestens 12 km angeben. An der Überschiebungsbahn tritt dort vielfach der ultrahelvetische Wildflysch auf, der meist eine außerordentlich starke Durchbewegung zeigt.

Die Grenze gegen die Molasse im Norden zeigt große Einheitlichkeit. Sie bildet in Oberbayern sowohl als auch im Allgäu eine steil nach Süden fallende, gradlinig verlaufende Störung. —

Vom Pennintrog, dessen Schicksal ja für das Ausmaß der Überschiebungen sehr aufschlußreich ist, läßt sich keine Spur feststellen. Der Flysch, der mit dem Unterostalpin verknüpft ist, grenzt stets an das Ultrahelvetikum oder auch an das Helvetikum. Es geht über den Rahmen dieser Arbeit hinaus, diese Fragen eingehender zu behandeln.

Ergebnis

In der Flyschzone herrscht steiler, meist nordvergenter Faltenbau, verbunden mit Abscherungen und steilen Aufschiebungen. Ein Deckenbau ist nur für das Allgäu anzunehmen.

In Oberbayern grenzt das oberostalpine Mesozoikum mit steiler Störung an den Flysch. Anhaltspunkte für ein größeres Ausmaß dieser Bewegungen finden sich nicht.

Im Allgäu sind als Anzeichen weiterreichender Bewegungen an der Südgrenze des Flysches Schubfetzen, Klippen und flache Lage der Überschiebungsbahn festzustellen. Besonderes Ausmaß haben hier die Bewegungen des Unterostalpins, das vielleicht sogar über den Flysch hinweg bis zum Helvetikum vorgriff.

Größere Bedeutung hat die Überschiebung des Flysches über das Helvetikum, für die sich im Allgäu ebenfalls größere Werte ergeben.

Die Südgrenze der Molasse ist überall als gleichartige, steil südlich fallende Störung ausgebildet.

C. Das Alter der Bewegungen

I. Innerkretazische Bewegungen

Vorkretazische Bewegungen sind vielfach im Oberostalpin nachzuweisen (s. K. Leuchs, 1928; Kockel - Richter - Steinmann, 1931; K. Boden, 1935 u. a.). Im allgemeinen haben sie kein großes Ausmaß erreicht und brauchen hier nicht näher erörtert zu werden.

Deutlichere Anzeichen einer Gebirgsbildung finden sich erst in der Kreide. Das Cenoman greift fast durchweg auf ältere Schichten bis auf Hauptdolomit über, wobei sich eine vorcenomane Anlage der heutigen Sättel und Mulden vielfach feststellen läßt. So liegt z. B. das Cenoman in dem Profil östlich von Wendelstein in der Mulde von Fahrenberg auf Oberjura-Neokom, während es im mittleren Sattelzug auf Hauptdolomit, in dem sich anschließenden Muldenzug auf Oberjura liegt (s. Abb. 19, 20). Es ergibt sich eine schwachwellige Faltung der vorcenomanen Unterlage [9]) (s. Abb. 21).

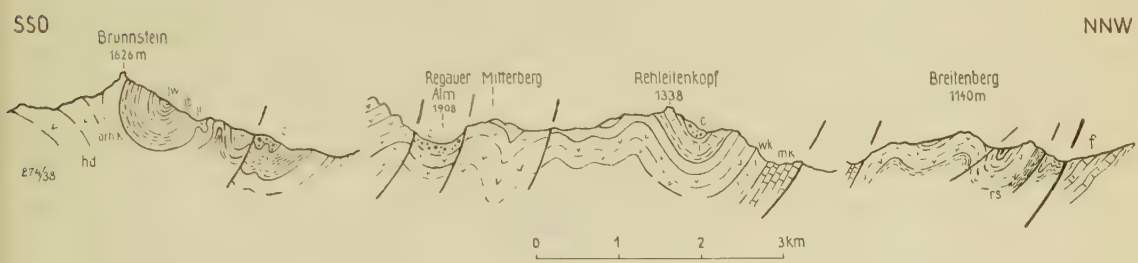


Abb. 19. Profil durch die Cenomanvorkommen östlich vom Wendelstein

mk = Muschelkalk, wk = Wettersteinkalk, rs = Raibler Schichten, orh. k. = Oberrät-Kalk, f = Flysch, übrige Bezeichnungen s. Abb. 1

Die in Abb. 21 dargestellte vorcenomane Verwerfung bedarf einer kurzen Erläuterung. Im mittleren Zug finden sich innerhalb der Cenoman-Mulde, in der Nähe des Südrandes, Aufbrüche von Lias, Dogger und Malm (vgl. auch Karte von K. Osswald, 1929). Diese Aufbrüche treten unmittelbar neben solchen von Hauptdolomit auf, sie sind mit diesem und dem Cenoman verschuppt (s. Abb. 22). Südlich von diesen Vorkommen ist Oberrät-Kalk und Lias steil auf Cenoman geschoben, wobei sich der Lias zwischen Oberrät-Kalk und Cenoman eingeschuppt findet. Die Verhältnisse lassen sich hier am besten durch eine präcenomane Verwerfung erklären. Die jüngeren Schichten bleiben dabei in der abgesunkenen Scholle erhalten, während das Cenoman im N und S auf Hauptdolomit und Oberrät-Kalk übergriff, wie sich aus seiner Geröllführung ergibt (s. Abb. 23). Bei den späteren Bewegungen wurden dann die jüngeren Schichten wieder an die Oberfläche gebracht und mit dem Cenoman, Oberrät-Kalk und dem Hauptdolomit verschuppt.

[9]) Im Hinblick auf die weiter unten zu behandelnde Frage der turonen Deckenbewegungen in diesem Gebiet seien diese Verhältnisse hier etwas ausführlicher dargestellt.

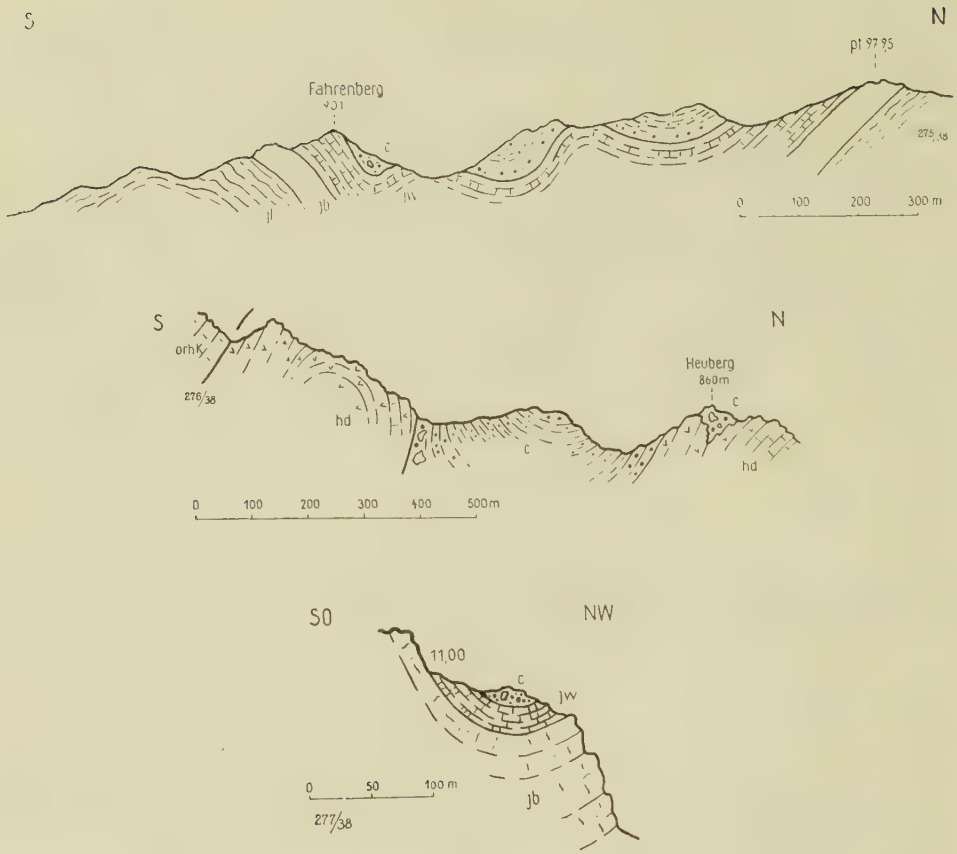


Abb. 20. Die Transgression des Cenomans in den Muldenzügen östlich des Wendelsteins. Oben: Fahrenberger Mulde. Mitte: Regauer Mulde. Unten: Riesenkopf-Mulde

Bezeichnungen wie oben

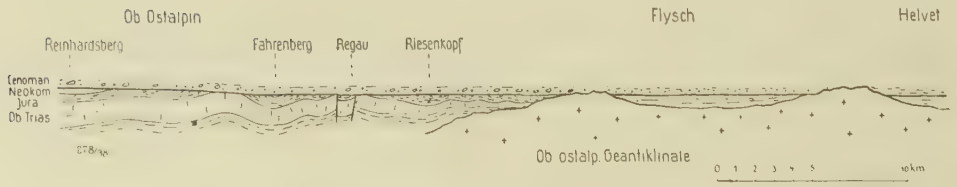


Abb. 21. Profil durch das kalkalpine Mesozoikum östlich des Wendelsteins (Vorcenoman, Flysch- und Helvet-Anteil schematisiert)

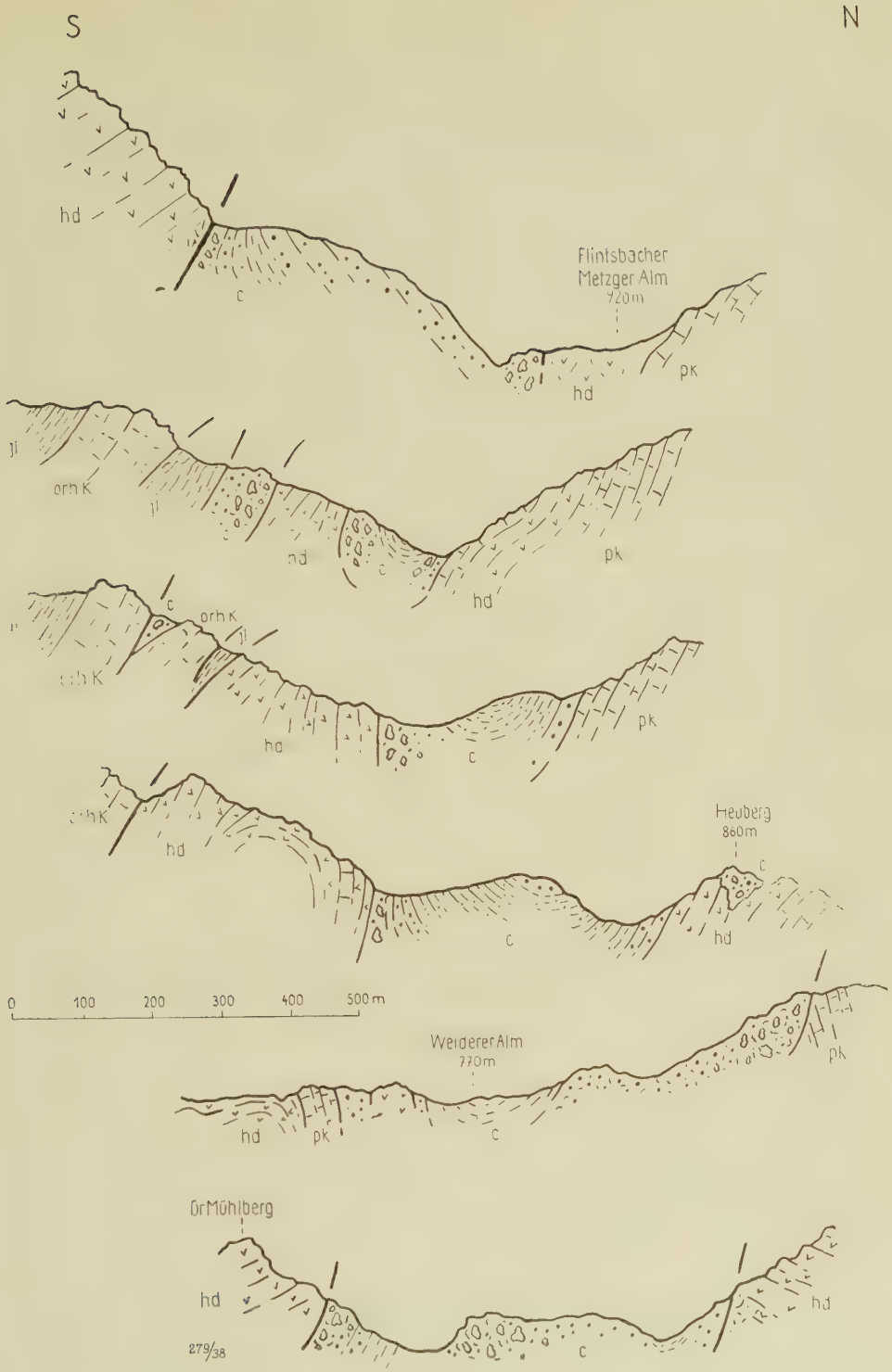


Abb. 22. Profile durch die Regauer Cenoman-Mulde

Bezeichnungen wie oben

Ein kleines Vorkommen eines oberostalpinen Kreidekonglomerates ist hier noch zu erwähnen, das m. W. bisher noch unbekannt war. In einem alten Steinbruch 300 m östlich von Trissel bei Oberaudorf im Unterinntal stehen blaugraue, feinsandige, fossilreiche Mergelschiefer der Boissieri-Zone an (vgl. M. Schlosser, 1895). Der Aufschluß hat eine Höhe von 20—30 m. In seinem oberen Teil finden sich sandige Kalkbänke von etwa 60 cm Dicke eingeschaltet, die O—W streichen und mit 60—70° N fallen. Über diesen Kalken setzen die Aufschlüsse aus und erst etwa 20 m darüber treten am Waldhang wenige Meter mächtige Kalksandsteine mit konglomeratischen Lagen (Gerölle von etwa 1 cm Durchmesser) heraus. Sie streichen 70° und fallen mit 45° nach NNW. Neben den feinkörnigen Konglomeratlagen enthalten sie auch größere Gerölle (bis 4 cm) von Lias- und Malmkalken und leiten so über zu der darüber liegenden etwa 1 m mächtigen Konglomeratbank, die Gerölle bis zu 30 cm ø enthält. Die mäßig gerundeten Gerölle entstammen alle dem kalkalpinen Mesozoikum. Das Konglomerat ist seiner Ausbildung nach zum Cenoman zu rechnen. Eine bedeutende Diskordanz gegen das Neokom liegt hier nicht vor.

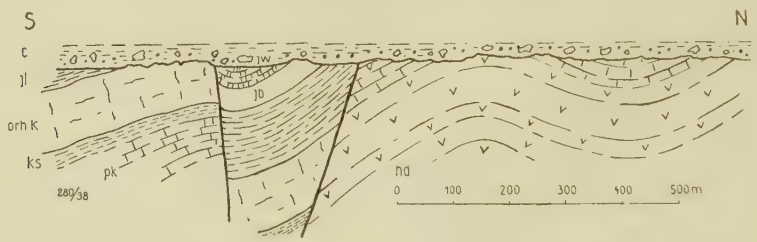


Abb. 23. Die Cenoman-Transgression in der Regauer Mulde

pk = Plattenkalk, ks = Kössener-Schichten, übrige Bezeichnungen s. oben

Ein ganz ähnliches Bild der Cenoman-Transgression ergibt sich im Gebiet zwischen Lech und Loisach (vgl. Kockel, Richter & Steinmann, 1931). Auch dort liegt ein schwaches vorcenomanes Relief vor, in dem sich Verwerfungen feststellen lassen. Die späteren Deckenstirnen sind dadurch gekennzeichnet, daß das Cenoman in ihrem Bereich bis auf Hauptdolomit übergreift.

Bei dem fast überall zu beobachtenden allmählichen Übergang zwischen Oberjura und Neokom sind diese Bewegungen der austrischen Phase zuzuschreiben.

In der höheren Oberkreide haben im Oberostalpin weitere Bewegungen, z. T. Deckenschübe stattgefunden. So sind der juvavische Einschub im Osten und die Überschiebung der Krabachjoch-Decke im Westen als vorgosauisch nachgewiesen (E. Spengler, 1919). Die Gosau transgrediert über fertige Deckenbahnen.

R. Brinkmann (1934, 1935) möchte diese Vorgänge der subherzynischen (und zwar der ilsedischen) Phase zuschreiben. Neben diesen Bewegungen konnte R. Brinkmann (1934) noch weitere Phasen innerhalb der Gosau nachweisen. Im übrigen zeigt die Gosau-Transgression ein ähnliches Bild wie die des Cenomans.

In diesem Zusammenhang will ich auf die bemerkenswerte Frage der turonen Deckenbewegungen, die K. Oswald (1929) aus dem östlichen Wendelsteingebiet anführt, kurz eingehen.

Zu dieser Frage ist folgendes zu sagen: Riesenblöcke von mehreren 100 cbm, für die eine Einlagerung während der Gebirgsbildung angenommen wurde, — sie sollen durch darüber wandernde Schuppen von oben in das noch weiche Sediment (Turon) eingepreßt worden sein — waren nicht zu beobachten. Als größte Blöcke fanden sich Oberrät-Kalke von 3 m Durchmesser. Bei der Erwähnung der Riesenblöcke liegt offenbar z. T. eine Verwechslung mit den Aufbrüchen der Cenoman-Unterlage innerhalb der Mulde vor.

Das Auftreten eines höheren Brekzien-Horizontes mit groben Blöcken ist nicht sicher nachzuweisen, doch sprechen manche Beobachtungen (das Einfallen von Mergeln oder Sandsteinen unter Brekzien, s. Abb. 22) dafür. Auch im Roßstein-Buchstein-Gebiet ist ja ein höherer Brekzien-Horizont vorhanden, der hier fast ausschließlich grobe Hauptdolomitblöcke führt (K. Boden, 1935).

Leitfossilien des Turons, auf Grund derer die oben geschilderten Vorgänge in das Turon verlegt wurden, sind nicht bekannt.

Ein fensterartiges Auftauchen des Cenomans im Hauptdolomit-Plattenkalk ist hier nicht festzustellen. Am Südrande sind allerdings Hauptdolomit, Oberrät-Kalk und auch Lias steil auf das Cenoman geschoben. Die Brekzien dort weisen aber auf einen nahen Zusammenhang mit den angrenzenden tieferen Horizonten hin; so bestehen sie z. B. in der Nähe der Oberrät-Kalke ganz vorwiegend aus groben, bis 3 m großen Oberrät-Kalk-Blöcken. Die Überschiebung am Südrande der Mulde hat also kein größeres Ausmaß erreicht.

Am Nordrand der Cenoman-Mulde ist dagegen eine normale Transgression des Cenomans auf Hauptdolomit und Plattenkalk festzustellen. Die Transgressionsfläche ist allerdings infolge späterer Bewegungen steil gestellt worden. Hauptdolomit und Plattenkalke zeigen hier steiles S-Fallen.

Für turone Deckenbewegungen fehlen demnach sichere Anhaltspunkte.

Im Unterostalpin des Allgäu deuten sich nur in der Transgression der Kreide auf kristallinem Untergrund, wie sie im Retterschwangtal festzustellen ist, voroberkretazische Bewegungen an, die infolge Fossilmangels zeitlich nicht näher einzuordnen sind.

In der Feuerstätter Decke deutet das grobe Bolgen-Konglomerat auf ähnliche Vorgänge hin.

In der Flysch-Zone ergeben sich aus dem Auftreten der Maastricht-Konglomerate Bewegungen vor dem Maastricht. Das Oberostalpin muß bei diesen Bewegungen dem Flyschtrog genähert worden sein, wie aus dem Vorkommen von mesozoischen Kalkgeröllen im Flysch hervorgeht. Wie oben erwähnt, läßt es sich nicht entscheiden, ob das Kristallin des Rumunischen Rückens bei diesen Vorgängen der Abtragung ausgesetzt wurde. Außer diesen ergeben sich keinerlei Anzeichen für kretazische Bewegungen in der Flyschzone. Unterkreide und Oberkreide liegen konkordant übereinander.

Im Ultrahelvet ist eine ziemlich unvermittelt einsetzende Schüttung von groben Geröllen in der Oberen Kreide festzustellen, die Wildflysch-Bildung, die ebenfalls auf vor- oder inneroberkretazische Bewegungen hindeutet.

Im Helvetikum ergeben sich nur aus der oben erwähnten Transgression der Leistmergel vor- oder inneroberkretazische schwache Aufwölbungen.

II. Nachkretazische Bewegungen

Nachkretazische Bewegungen sind im Oberostalpin mehrfach festzustellen. So wurde z. B. im Unterinntal die Gosau vom Tertiärmeer abgetragen; das Tertiär greift bis auf Buntsandstein über (Ampferer, 1922). In den Konglomeraten des Priabon finden sich vielfach große fossilführende Cenomangerölle.

Die voreozäne Tektonik greift offenbar die vorgezeichneten Linien wieder auf. So läßt sich z. B. beobachten, daß am Rüsselberg bei Oberaudorf, wo die Gosau auf Hauptdolomit transgrediert, auch wieder das Eozän auf den Hauptdolomit übergreift (s. Abb. 24). Das Auftreten von Nummulitenkalkgeröllen in Priabon-Konglomeraten des Unterinntales läßt vielleicht Vor-Priabon-Bewegungen vermuten.

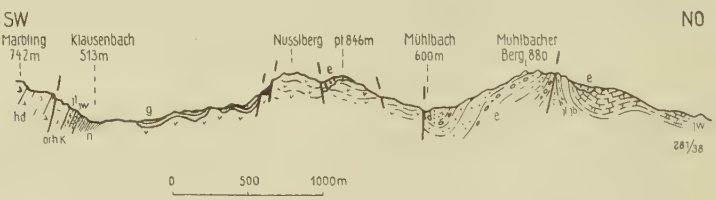


Abb. 24. Profil durch Gosau und Tertiär des Unterinntales bei Oberaudorf

Aus dem Balderschwanger Gebiet im Allgäu erwähnt H. P. Cornelius Diskordanzen unter dem Eozän (1926 b, S. 11 u. 12), die aber infolge der schlechten Aufschlüsse nicht sicher nachzuweisen sind. Sicher ist jedenfalls dort das Auftreten von groben Konglomeraten im unteren Teil des Eozäns.

In der Flyschzone ist bisher nur im Aufacker-Hörnle-Gebiet sicheres Eozän nachgewiesen worden. Die eozänen Kalkbrekzien gehen dort durch Wechsellagerung aus den oberen Kieselkalken, die der Kreide angehören, hervor. Aus den Eozänbänken sind bis 10 cm große Kalkgerölle (? Flysch) bekannt, die auf voreozäne geringfügige Heraushebungen schließen lassen.

Im Helvetikum setzt das Eozän überall mit scharfer Grenze ein. Deutliche Diskordanzen sind nur in der Schweiz nachzuweisen. Auf vorpriabone Vorgänge z. B .deutet vielleicht das von O. M. Reis erwähnte Vorkommen von aufgearbeiteten Nummulitenkalken im Obereozän-Konglomerat am Grünten. Die groben Brekzien der Tregler Alm lassen auf bedeutendere Vorgänge vor dem Priabon schließen, bei denen der kristalline Untergrund freigelegt wurde.

Für nacheozäne Bewegungen fehlen Anhaltspunkte fast völlig, da oligozäne Ablagerungen nur sehr spärlich vorhanden sind. Die Faltung des Unterinntaler Eozäns (Priabon) ist auf solche Bewegungen zurückzuführen. Im Unterinntal liegt zwischen Oligozän (Angerberg-Schichten) und Eozän (Häringer Schichten) eine Diskordanz vor, die sich vorwiegend am Rand des Beckens äußert (Ampferer, 1922, S. 117—118).

Eine Diskordanz zwischen Eozän und Oligozän erwähnt auch H. Vetters (1930, S. 55) aus der Flyschzone Österreichs. Für die Kaisergebirgs-Decke nimmt O. Ampferer (1925) einen nach-aquitanen Schub an.

Über die Faltung des Flysches läßt sich nur aussagen, daß sie nach dem Eozän stattgefunden haben muß. Das gleiche gilt für das Helvetikum. Auch die Überschiebung des Flysches auf das Helvetikum ist nach dem Eozän anzusetzen, da ja das helvetische Eozän noch von dieser Überschiebung betroffen wurde. Es läßt sich dabei nicht entscheiden, ob diese beiden Vorgänge zu einer einzigen Phase gehören, oder ob sie sich auf zwei verschiedene verteilen. Ebenso bleibt es fraglich, ob die starke Faltung und Verschuppung der Überschiebungsbahn des Flysches im Verlauf der Überschiebung oder später eingetreten ist.

All diese Vorgänge sind mit großer Wahrscheinlichkeit auf die pyrenäische Phase zurückzuführen, da das Oligozän in Flysch und Helvetikum nicht entwickelt ist. Der Sedimentationsbereich wandert im Oligozän in die Molassezone, die allein Aufschluß über Alter und Art jüngerer Bewegungen zu geben vermag.

Ergebnis

Bedeutendere Bewegungen setzen im Oberostalpin erst in der Kreide ein. Ein Teil der Deckenschübe dürfte in dieser Zeit entstanden sein. Im Flysch finden sich ebenfalls Anzeichen dieser Bewegungen, die sich in der konglomeratischen Ausbildung des Maastrichts äußern. Deutliche Hinweise auf derartige Bewegungen ergeben sich aus der Wildflyschbildung im Ultrahelvetikum. Auch im Helvetikum lassen sich voroberkretazische schwache Bewegungen feststellen.

Für stärkere nachkretazisch — voreozäne Bewegungen ergeben sich keine sicheren Anhaltspunkte. Schwache Vorpriabon-Bewegungen sind im Oberostalpin nachzuweisen. Größere Bedeutung haben diese im Helvetikum erlangt.

Diskordanzen zwischen Eozän und Oligozän und nacheozäne Bewegungen sind mehrfach zu beobachten.

Die Faltung des Flysches, seine Überschiebung auf das Helvetikum und damit in Zusammenhang vielleicht auch die Faltung der Überschiebungsbahn sind mit sehr großer Wahrscheinlichkeit auf die pyrenäische Phase zurückzuführen.

Im regionalen Verband betrachtet ergibt sich aus allem ein Wandern der Faltung von Süden nach Norden, vom Oberostalpin ins Helvetikum. Im Oberostalpin sind starke kretazische Bewegungen, z. T. Deckenschübe, vorhanden, im Flysch und Helvetikum zeigen sich nur schwache Anzeichen für derartige Bewegungen. Die Faltung des Eozäns ist im Oberostalpin von geringem Ausmaß, im Flysch und Helvetikum haben zu dieser Zeit Deckenbewegungen stattgefunden. Flysch und Helvetikum sind somit erst nacheozän an das alpine Gebirge angegliedert worden.

Wie die Faltung verlagert sich auch der Raum der Flyschfazies im Lauf der Zeit. Im Ostalpin tritt Flyschfazies bereits im Neokom auf, während im Helvetikum sich erst in der höheren Oberkreide Flysch-Einschaltungen bemerkbar machen.

Zusammenfassung

Die von H. J. Blüher u. a. aufgestellte Flysch-Gliederung konnte in der Flyschzone zwischen Inn und Oberstdorf bestätigt und durch einige neue Fossilfunde weiter gestützt werden. Zugleich wurden durch die

Fossilfunde weitere Stufen im Flysch nachgewiesen (tiefes Neokom und höhere Oberkreide [? Maastricht]). Die in ihrer Stellung bisher umstrittenen Konglomerate am Südrande des Flysches wurden als höhere Oberkreide (? Maastricht) des Flysches erkannt und mit den Konglomeraten der oberostalpinen Oberkreide verglichen. Damit ergab sich eine weitere Stütze für den Zusammenhang zwischen Flysch und oberostalpiner Oberkreide.

Quer zur Längserstreckung der Flyschzone können nur geringfügige fazielle Abwandlungen im Flysch festgestellt werden, während sich in Richtung ihrer Längserstreckung eine erstaunliche Gleichförmigkeit, zum mindesten für den Abschnitt zwischen Inn und Allgäu, zeigt. Für die Abgrenzung der Flyschzone nach Süden und Norden ergaben sich mancherlei Anhaltspunkte, die meist aus den benachbarten Zonen gewonnen wurden, wobei zu den bisher bekannten durch Nachweis eines groben Brekzien-Horizontes im helvetischen Eozän ein weiterer gefügt werden konnte. Über die erste Anlage des Flysch-Troges ließen sich keine genaueren Aussagen machen. Aus Fazies-Beziehungen und aus dem Auftreten von Unterostalpin im Süden und Norden der Flyschzone wurde auf eine Zugehörigkeit zum Unterostalpin geschlossen.

Für die Flyschtektonik ergab sich in Oberbayern starke Faltung, verbunden mit Schuppungen und Aufschiebungen, die z. T. über größere Strecken zu verfolgen waren. Deckenbau war im oberbayerischen Flysch nicht festzustellen, während für das Allgäu ein solcher bestätigt werden konnte. Dabei ergab sich die Feuerstätter Decke als zur Retterschwang-Decke, zum Unterostalpin gehörig und wurde so vom ultrahelvetischen Wildflysch abgetrennt.

Am Südrand des Flysches waren in Oberbayern keine bedeutenderen Bewegungen festzustellen, während im Allgäu für diese Bewegungen größeres Ausmaß erkannt wurde; z. T. ließen sich Deckenbewegungen am Südrande des Flysches, die vorwiegend das Unterostalpin betrafen, feststellen.

Für die Überschiebung des Flysches auf das Helvet ergab sich durchweg ein bedeutenderes Ausmaß. Auch hierbei waren im Allgäu wieder größere Schubweiten als in Oberbayern festzustellen.

Für die Bewegungsvorgänge ergab sich ein Wandern der Faltung von S nach N, verbunden mit einem Wandern der Flyschfazies. Die Überschiebung des Flysches auf das Helvetikum ist mit großer Wahrscheinlichkeit der pyrenäischen Phase zuzurechnen.

Schriften

Aigner, D.: Das Benediktenwandgebirge. — Mitt. geogr. Ges. München, **7**, H. 3, geol. K. 1:25 000. München 1912.

Ampferer, O.: Über die Gosau des Muttekopfes. — Jb. geol. Reichsanst., **62**, 1912, S. 289—310. Wien 1912.

— : Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, **96**, S. 1—56. Wien 1919.

— : Über die kohleführenden Gosauschichten des Brandenberger und Tierseetales in Tirol. — Jb. geol. Staatsanst., **71**, S. 149—158. Wien 1921.

— : Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. — (M. Beitr. v. Br. Sander.) Jb. geol. Bundesanst., **72**, S. 105—150, geol. K. 1:40 000. Wien 1922.

Ampferer, O. & Ohnesorge, T.: Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandte Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. — Jb. geol. Reichsanst. f. 1909, **62**, S. 289—332. Wien 1909.

Blüher, H. J.: Molasse und Flysch am bayerischen Alpenrand zwischen Ammer und Murnauer Moos. — Abh. geol. Landesuntersuch. bayr. Oberbergamt, H. 16, S. 7—55, geol. K. 1:25 000. München 1935.

Boden, K.: Geologische Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weissach. — Geognost. Jh., **27**, 1914, S. 173—214, geol. K. 1:25 000. München 1915.

— : Geologische Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lenggries. — Geognost. Jh., **28**, 1915, S. 195—230, geol. K. 1:25 000 (erschienen 1924). München 1916.

— : Geologische Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flyschs. — Geognost. Jh., **33**, 1920, S. 1—22, geol. K. 1:25 000. München 1921.

— : Tektonische Fragen im oberbayrischen Voralpengebiet. — Zbl. Min. usw., S. 372—408. Stuttgart 1922.

— : Der Flysch im Gebiete des Schliersees. — Geognost. Jh., **35**, 1922, S. 205 bis 228, geol. K. 1:25 000. München 1923.

— : Zum Gebirgsbau der oberbayerischen Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges., **75**, 1923, Mber. S. 89—100. Berlin 1924. (1924 a.)

— : Über Konglomerate und Brekzien in den Bayrischen Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges., **75**, 1923, S. 155—183. Berlin 1924. (1924 b.)

— : Das Flyschgebiet zwischen Isar und Loisach bei Tölz in Oberbayern. — Geognost. Jh., **38**, 1925, S. 1—38, geol. K. 1:25 000. München 1926.

— : Geologisches Wanderbuch für die Bayrischen Alpen. — Stuttgart 1930.

— : Die geologische Aufnahme des Roßstein- und Buchstein-Gebietes zwischen der Isar und dem Schwarzenbach. I, II. — Abh. geol. Landesuntersuch. bayr. Oberbergamt, H. 17, S. 6—45, H. 18, S. 1—40, 2 geol. K. 1:25 000. München 1935.

Böhm, J.: Die Kreidebildung des Fürbergs und Sulzbergs bei Siegsdorf in Oberbayern. — Palaeontographica, **38**, 1891, S. 1—106. Stuttgart 1892.

Broili, F.: Kampenwand und Hochplatte, ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **37**, S. 391—456, geol. K. 1:25 000. Stuttgart 1914.

Brinkmann, R.: Über Gosau und vorgosauische Gebirgsbildung in den nördlichen Ostalpen. — Geol. Rdsch., **25**, S. 141. Berlin 1934.

— : Beiträge zur Kenntnis der alpinen Oberkreide. 2. Die Ammoniten der Gosau und des Flyschs in den nördlichen Ostalpen. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, H. 15, S. 1—14. Hamburg 1935.

Cadisch, J.: Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. — Geol. Rdsch., **19**, S. 105—119. Berlin 1928.

— : Ein Beitrag zum Calpionellen-Problem. — Geol. Rdsch., **23**, S. 241—257. Berlin 1932.

— : Geologie der Schweizer Alpen. — Zürich 1934.

Cornelius, H. P.: Die kristallinen Schollen im Retterschwangtale (Allgäu) und ihre Umgebung. — Mitt. geol. Ges. Wien, **14**, 1921, S. 1—84, geol. K. 1:6700. Wien 1922.

— : Zur Deutung der Allgäuer und Vorarlberger Juraklippen. — Verh. geol. Bundesanst., **73**, S. 61—64. Wien 1924.

: Zum Problem der exotischen Blöcke und Gerölle im „Flysch" des Allgäu. — Jb. geol. Bundesanst., **74**, 1924, S. 229—280. Wien 1925.

: Über die Kreideantiklinale des Ostertales und die Stellung der Couches Rouges im Allgäu. — Verh. geol. Bundesanst., Jg. 1925, S. 53—63. Wien 1926. (1926 a.)

: Das Klippengebiet von Balderschwang im Allgäu. — Geol. Arch., **4**, S. 1—14, 49—61, 109—124, 153—163, 193—213, geol. K. 1:25 000. München 1926. (1926 b.)

Dacqué, E.: Geologische Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee. — Mitt. geogr. Ges. München, **7**, H. 2, S. 211—279, geol. K. 1:25 000. München 1912.

Eder, W.: Das Heuberggebiet und sein Vorland. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **52**, B, S. 1—70, geol. K. 1:25 000. Stuttgart 1925.

Fink, W.: Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spezieller Berücksichtigung der Erdölvorkommen. — Geognost. Jh., **16**, 1903, S. 77—104, geol. K. 1:25 000. München 1905.

— : Zur Flysch-Petroleum-Frage in Bayern. — Z. prakt. Geol., **13**. 1905.

Frank, M.: Das Wandern der tektonischen Vortiefe in den Alpen. — Cbl. Min. usw., B, S. 9—22. Stuttgart 1930.

: Zur Bildungsgeschichte der oberen Trias am Nordrand der Kalkalpen zwischen Oberstdorf und Schliersee. — Geol. Rdsch., **25**, S. 98—110. Berlin 1934.

Foerster, B. & Oebecke, K.: Tiefbohrungen am Tegernsee. — Geognost. Jh., **35**, 1922, S. 83—160. München 1923.

Grengg, R.: Über einen Lagergang von Pikrit im Flysch beim Steinhof. — Verh. geol. Reichsanst., S. 265—269. Wien 1914.

Hahn, F. F.: Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. — Z. deutsch. geol. Ges., **64**, Mber., S. 528—536. Berlin 1913.

— : Weitere Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. — Z. deutsch. geol. Ges., **66**, Mber. Nr. 7, S. 46—63. Berlin 1915.

Haniel, C. A.: Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen südlich von Oberstdorf. — 2. Aufl., geol. K. 1:25 000. München 1929.

Hasemann, W.: Geologie des Brünnstein- und Traithen-Gebiets in den oberbayerischen Alpen. — Diss. München 1929.

Heim, Alb.: Geologie der Schweiz. — **2.** Leipzig 1921.

Heim, Arn.: Zur Geologie des Grünten im Allgäu. — Vjschr. naturforsch. Ges. Zürich, **64**, (Heim-Festschr.), S. 458—486, K.Sk. 1:75 000. Zürich 1919.

Herbst, G. & Teichmüller, R.: Die Erdöllagerstätte am Tegernsee (Oberbayern). — Kali, **30**, H. 1, S. 1—5; H. 2, S. 11—15. Halle 1936.

Imkeller, H.: Die Kreide- und Eozän-Bildungen am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. — Progr. Jb. städt. Handelsschule München, geol. K. 1:10 000. 1896.

: Einige Beobachtungen über die Kreideablagerungen im Leitzachtale, am Schlier- und Tegernsee. — Z. deutsch. geol. Ges., **52**, Mber., S. 380—387. Berlin 1901.

— : Die Kreidebildungen und ihre Fauna am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. — Palaeontographica, **48**, 1901, S. 1—64. Stuttgart 1902.

Jaeger, R.: Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wiener Waldes. — Mitt. geol. Ges. Wien, S. 122—172. Wien 1914.

Knauer, J.: Geologische Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. — Geognost. Jh., **18**, 1905, S. 73—112, geol. K. 1:25 000. München 1907.

— : Geologischer Überblick über die Alpen zwischen Tegernsee und Gmunden am Traunsee und das bayrisch-österreichische Tertiärhügelland. — Abriß Geol. Bayern r. d. Rh., Abt. 1. München 1925.

— : Geologischer Überblick über die Alpen zwischen dem Bodensee und dem Tegernsee und ihr Molassevorland. — Abriß Geol. Bayern r. d. Rh., Abt. 2. München 1928.

Kockel, C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. — Mitt. geol. Ges. Wien, **15**, S. 63—168. Wien 1923.

Kockel, C. W., Richter, M. & Steinmann, H. G.: Geologie der bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröff. deutsch. u. österr. Alpenver. Innsbruck 1931.

Kraus, E.: Neue Spezialforschungen im Allgäu. — Geol. Rdsch., **18**, S. 189—221, 263—298. Berlin 1927.

— : Über Flysch und Molasse im Allgäu. — Geol. Rdsch., **20**, S. 146—158. Berlin 1929.

— : *Calpionella alpina* Lor. als Leitfossil. — Acta Univ. Latv., math.-naturwiss. Fak., Ser. 2, 4, S. 69—80. Riga 1929.

— : Blatt Fischen (Nr. 874) der Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 mit Erläuterungen. — Geol. Landesuntersuch. bayr. Oberbergamt. München 1931.

: Über den Schweizer Flysch. — Eclog. geol. Helvet., **25**, S. 39—129. Basel 1932. (1932 a.)

: Blatt Oberstdorf (Nr. 885) der Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 mit Erläuterungen. — Geol. Landesuntersuch. bayr. Oberbergamt. München 1932. (1932 b.)

: Der bayrisch-österreichische Flysch. — Abh. geol. Landesuntersuch. bayr. Oberbergamt, H. 8. München 1932. (1932 c.)

— : Der nordalpine Kreideflysch. — Geol. u. paläontol. Abh., N. F. **19**, H. 2, S. 63—200. Jena 1933.

Kraus, E. & Reis, O. M.: Blatt Immenstadt i. Allgäu (Nr. 856) der Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 mit Erläuterungen. — Geol. Landesuntersuch. bayer. Oberbergamt. München 1929.

Langecker, F.: Die Jodquellenbohrung am Schliersee. — Berg- u. hüttenmänn. Jb., **78**, S. 20—25. Leoben 1930.

Lebling, Cl.: Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den Bayerischen Alpen. II. Die Kreideschichten der bayrischen Voralpenzone. — Geol. Rdsch., **3**, S. 483—508. Berlin 1912.

Leuchs, K.: Geologie von Bayern. II. Bayerische Alpen. — Berlin 1927.

— : Polygene Konglomerate im nordalpinen Rhät und die altkimmerische Phase. Geol. Rdsch., **19**, S. 72—75. Berlin 1928.

— : Die Oberjura-Breccien des Aalbachtales östlich Tegernsee. — Zbl. Min. usw., B, S. 417—425. Stuttgart 1922.

del Negro, W.: Zur Alpensynthese. — Geol. Rdsch., **19**, S. 493—498. Berlin 1928.

— : Zur Zeitbestimmung des juvavischen Einschubs. — Geol. Rdsch., **21**, S. 302—304. Berlin 1930.

— : Beobachtungen in der Flyschzone und am Kalkalpenrand zwischen Kampenwand und Traunsee. — Verh. geol. Bundesanst., **83**, S. 117—125. Wien 1933.

Osswald, K.: Geologische Karte und Geschichte der Wendelsteingruppe. — München 1929.

Reis, O. M.: Nachträge zur geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. I. — Geognost. Jh., **33**, 1920, S. 203—232, **34**, 1921, S. 223—244. München 1922.

— : Über Konglomerate in den Allgäuer Kössener Schichten. — Geognost. Jh., **37**, 1924, S. 71—72. München 1925.

— : Blatt Hindelang (Nr. 857) der Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 mit Erläuterungen. — Geol. Landesuntersuch. bayr. Oberbergamt. München 1930.

Reiser, K. A.: Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. I. u. II. — Geognost. Jh., **33**, 1920, S. 57—198; **35**, 1922, S. 1—82, geol. K. 1:25 000. München 1922 und 1923.

Richter, M.: Die exotischen Blöcke im Flysch bei Oberstdorf. — Cbl. Min. usw., 1921, S. 321—326. Stuttgart 1921.

— : Der nordalpine Flysch zwischen der Ostschweiz und Salzburg. — Geol. Rdsch., **13**, S. 186—187. Berlin 1922. (1922 a.)

— : Die nordalpine Flyschzone zwischen Vorarlberg und Salzburg. — Cbl. Min. usw., 1922, S. 242—255. Stuttgart 1922. (1922 b.)

— : Der Flysch in der Umgebung von Oberstdorf im Allgäu. — Jb. geol. Bundesanst., **72**, S. 49—80. Wien 1922. (1922 c.)

— : Die Stellung der nördlichen Flyschzone des Bregenzer Waldes. — Verh. geol. Bundesanst., S. 141—147. Wien 1923. (1923 a.)

— : Beobachtungen am Nordrand der oberostalpinen Decke im Allgäu. — Verh. geol. Bundesanst., S. 162—170. Wien 1923. (1923 b.)

— : Der Nordrand der oberostalpinen Geosynklinale. — Z. deutsch. geol. Ges., **75**, Mber., S. 198—211. Berlin 1924. (1924 a.)

Richter, M.: Die Stellung der nordalpinen Flyschzone im Rahmen der Ostalpen. — Geol. Rdsch., **15**, S. 281—287. Berlin 1924. (1924 b.)

— : Allgäuer Alpen. — Slg. geol. Führer, **24**. Berlin 1924. (1924 c.)

— : Beiträge zur Geologie der helvetischen Zone zwischen Iller und Rhein. — Mitt. geol. Ges. Wien, **17**, 1924, S. 12—46. Wien 1925. (1925 a.)

— : Kreide und Flysch im östlichen Allgäu zwischen Wertach und Halblech. — Jb. geol. Bundesanst., **74**, 1924, S. 135—177. Wien 1925. (1925 b.)

— : Die Cenomantransgression im Ammergebirge. — Cbl. Min. usw., 1926, B, S. 57—64. Stuttgart 1926.

— : Der ostalpine Deckenbogen. — Jb. geol. Bundesanst., **80**, S. 497—540. Wien 1930.

— : Alter und Stellung der südbayerischen Flyschzone. — Cbl. Min. usw., 1933, B, S. 496—508. Stuttgart 1933.

— : Das Erdöl in Südbayern, geologische Stellung und Aussichten. — Geol. Rdsch., **27**, S. 91—96. Stuttgart 1936.

Rothpletz, A.: Über die Jodquellen bei Tölz. — Sber. bayr. Akad. Wiss., math.-phys. Kl., **31**, 1901, S. 127—165. München 1902.

— : Alpenforschungen. II. — München 1905.

Schlosser, M.: Geologische Notizen aus dem Inntale (Heuberg, Riesenkopf, Neokom von Sebi und Tristelmühle). — N. Jb. Min. usw., 1895, **1**, S. 75—97. Stuttgart 1895.

— : Das Eozän und das Unteroligozän der Bayrischen Alpen. — Zbl. Min. usw., 1922, S. 180—184. Stuttgart 1922.

— : Die Cenomanfauna der Bayrischen Alpen. — Cbl. Min. usw., 1924, S. 82 bis 95. Stuttgart 1924.

Spengler, E.: Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. — Mitt. geol. Ges. Wien, **11**, 1918, S. 1—70. Wien 1919.

— : Über die von H. Stille in der nördlichen Kalkzone der Ostalpen unterschiedenen Gebirgsbildungsphasen. — Cbl. Min. usw., 1927, B, S. 138 bis 148. Stuttgart 1927.

Strobel, E.: Geologische Untersuchungen im Hohen Ifen — Gottesackergebiet. — Z. deutsch. geol. Ges., **82**, S. 675—708. Berlin 1930.

de Terra, H.: Die Erdölbohrung Holz am Tegernsee. — Geognost. Jh., **40**, S. 7—22. München 1927.

Trümpy, D.: Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. — Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. **46**, Abt. II. Bern 1916.

Vetters, H.: Aufnahmsbericht über den Flysch und das Kalkalpingebiet des Blattes Ybbs. — Verh. geol. Bundesanst., S. 54—58. Wien 1930.

Wanner, J.: Zur Altersfrage des oberjurassischen Aptychenkalkes im Baldersch-wanger Klippengebiet. — Geol. Rdsch., **18**, S. 455—456. Berlin 1927.

Urschrift eingegangen am 8. Februar 1938
Druckauftrag erteilt am 27. Juli 1938

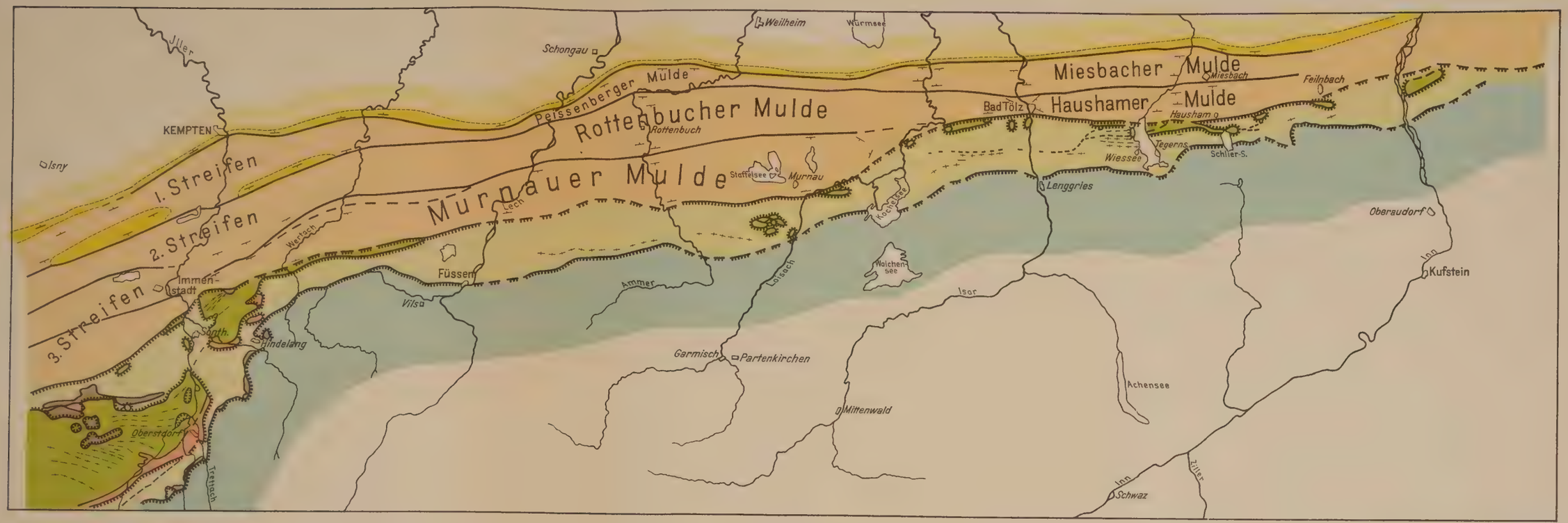
Lebenslauf

Am 6. Dezember 1911 wurde ich, Georg Herbst, als Sohn des damaligen Professors an der Technischen Hochschule zu Aachen, heutigen Direktors der Bergschule zu Bochum, Friedrich Herbst und seiner Ehefrau Wilhelmine Herbst geb. Lohmann in Aachen geboren. Von Ostern 1918 bis Ostern 1919 besuchte ich das Kaiser-Wilhelms-Gymnasium in Aachen, von Ostern 1919 bis Ostern 1930 das Helmholtz-Realgymnasium zu Essen, das ich mit dem Zeugnis der Reife verließ. — Das Studium der Geologie begann ich im Sommersemester 1930 an der Universität München, wo ich bis zum Wintersemester 1930—31 blieb. Vom Sommersemester 1931 bis zum Sommersemester 1932 studierte ich an der Universität Freiburg und vom Wintersemester 1932—33 bis zum Wintersemester 1935—36 an der Universität Berlin.

Meine Lehrer waren: in München die Herren Professoren Broili, v. Frisch, Gerlach, Gossner, Hirmer, E. Kaiser, Wieland; in Freiburg die Herren Professoren Huber, Oltmanns, Soergel, Staudinger, Wilser, Zeuner, Zintl; in Berlin die Herren Professoren Belowsky, Biesalsky, Bodenstein, Dahglrün, Gothan, Haarmann, Hartmann, Johnsen, Jung, Lotze, Menzer, Quenstedt, Ramdohr, W. Schmidt, Seifert, Solger, Spranger, Stille, Wölbling. Allen Herren möchte ich auch an dieser Stelle noch einmal meinen Dank aussprechen.

Tektonische Übersichtskarte des bayerischen Alpenrandes

Bearbeitet im Molasse-Anteil von B. Kordiuk, im alpinen Anteil von G. Herbst



1 : 500 000

0 5 10 15 20 25 30 km

Oberostalpines Mesozoikum

Unterostalpines Mesozoikum und Eozän

Flysch-Mesozoikum und Eozän

Wildflysch Ob. Kreide - ? Eozän

Helvetikum Mesozoikum - Eozän

Oligozäne Molasse

Miozäne Molasse

Obere Meeres-M.

Obere Süßwasser-M.

Druck der preuß. geol. Landesanstalt, Berlin